

第6回南極地学シンポジウム

プログラム・講演要旨

昭和60年10月24日(木)

10時00分～16時50分

昭和60年10月25日(金)

10時00分～16時50分

会 場	国立極地研究所講堂
主 催	国立極地研究所

10月24日(木)

[10:00~16:50]

挨拶

国立極地研究所長

松田達郎

(10:00~10:05)

I 地球化学的研究

座長

綿 稔 邦 彦

(10:05~11:05)

(東大・教養)

1. Pb-210法によるみずほ高原の積雪速度測定を試み (20分)

増 田 宣 泰 (北大・水産)

2. 南極アランヒルズの Beacon Group 中の鎖式および環式炭化水素

(20分)

松 本 源 喜 (東大・教養)

町 原 勉 (石油公団)

船 木 實 (極地研)

綿 稔 邦 彦 (東大・教養)

鳥 居 鉄 也 (千葉工大)

3. 南極ドライバレー地域の湖沼

一とくに塩起因からみた考察一

(20分)

森 本 隆 夫 (日本分析センター)

鳥 居 鉄 也 (千葉工大)

中 谷 周 (弘前大・理)

松 本 源 喜 (東大・教養)

増 田 宣 泰 (北大・水産)

II 地形学的研究

座長

吉 田 栄 夫

(11:05~12:05)

(極地研)

4. セール・ロンダーネ山地西部の氷河地形

(20分)

森 脇 喜 一 (極地研)

岩 田 修 二 (都立大)

5. セール・ロンダーネ山地西部の地形についての2・3の問題 (20分)

岩 田 修 二 (都立大)

森 脇 喜 一 (極地研)

6. 南極の地球科学データから推察される後期完新世の海水準微変動について

(20分)

小 元 久仁夫 (東北大・理)

-----昼

食-----12:05~13:30-----

III 地質学的研究

座 長

松 本 徭 夫

(13:30~16:50)

(山口大・理)

7. セール・ロンダーネ山地西部地域の地質 (20分)

小 嶋 智 (名大・理)

白 石 和 行 (極地研)

8. リュツオ・ホルム岩体東部(プリンス・オラフ海岸)の累進変成作用 (20分)

白 石 和 行 (極地研)

広 井 美 邦 (千葉大・理)

9. グラニユライト相における累進変成作用 (20分)

—東南極 リュツオ・ホルム湾周辺地域を例に—

本 吉 洋 一 (北大・理)

10. 昭和基地周辺における柱石と斜長石の共生関係 (20分)

広 井 美 邦 (千葉大・理)

白 石 和 行 (極地研)

————— 休 憩 ————— 14:50~15:30 —————

座 長

仲 井 豊

(愛知教育大)

11. 昭和基地周辺の Ultramafic granulite について (20分)

鈴 木 盛 久 (広島大・理)

12. ベルジカ山脈変成岩類の鉱物組合わせ (20分)

浅 見 正 雄 (岡山大・教養)

矢 内 桂 三 (極地研)

小 島 秀 康 (極地研)

西 田 民 雄 (佐賀大・教育)

13. 東南極 Skarvsnes 地域に産する変成岩のサマリウム—ネオジム
放射年代について (20分)

田 中 剛 (地質調)

中 島 隆 (地質調)

白 石 和 行 (極地研)

14. Outline of geology and mineral resources of Sri Lanka (20分)

Sarath Jayatileke (秋田大・鉱山)

松 枝 大 治 (秋田大・鉱山)

◎講演終了後記録映画を上映します。 (30分)

「開け第3の基地」 (第26次セルロンダーネ隊の記録)

————— 懇 親 会 ————— 17:30~19:30 —————

10月25日(金)

[10:00~16:50]

IV 固体地球物理学的研究

- (1) 地殻構造 (10:00~12:15)
座 長 神 沼 克 伊 (極地研)

15. 2次元レイトレーシングによるみずほ高原の地殻構造 (20分)

伊 神 輝 (名大・理)

伊 藤 潔 (京大・理)

16. 爆破地震動および重力から推定されるみずほ高原の地殻構造 (20分)

伊 藤 潔 (京大・理)

伊 神 輝 (名大・理)

17. しらせの Navigation Dataを使った海上重力の ON-LINE処理 (20分)

瀬 川 爾 朗 (東大・海洋研)

神 沼 克 伊 (極地研)

福 田 洋 一 (弘前大・理)

18. 極地研発行南極域のフリーエア重力図 (Special Map Series No.3, 1984) に関するいくつかのコメント (20分)

瀬 川 爾 朗 (東大・海洋研)

松 本 剛 (海洋科学技術センター)

神 沼 克 伊 (極地研)

19. 南極地域における測地測量 (20分)

柿 沼 清 一 (国土地理院)

20. 白嶺丸による東南極アメリカ棚氷沖海域の地質構造調査について (20分)

佐 藤 俊 二 (石油公団)

佐 木 和 夫 (石油公団)

棚 橋 学 (地質調)

水 越 育 郎 (石油公団)

須 内 寿 男 (石油公団)

21. 南大洋の海洋底掘削 (15分)

— O D P の1986-1987 の計画について —

木 下 肇 (千葉大・理)

神 沼 克 伊 (極地研)

----- 昼 食 ----- 12:15~13:30 -----

(2) エレバス山地震活動 (13:30~14:30)
座長 渋谷 和雄 (極地研)

22. エレバス山とその周辺の定常的地震活動と異常活動 (20分)

馬場 めぐみ (千葉大・理)

神沼 克伊 (極地研)

網野 順 (富山大・理)

23. エレバス山の群発地震活動 (20分)

神沼 克伊 (極地研)

馬場 めぐみ (千葉大・理)

網野 順 (富山大・理)

24. エレバス山の火山性微動 (20分)

網野 順 (富山大・理)

神沼 克伊 (極地研)

馬場 めぐみ (千葉大・理)

(3) 古地磁気学 (14:30~15:10)
座長 木下 肇 (千葉大・理)

25. オングル島の古地磁気—岩脈の貫入による自然残留磁気の変化— (20分)

船木 實 (極地研)

Peter J. Wasilewski (NASA, GSFC)

永田 武

26. 極地域の古地球磁場強度 (20分)

酒井 英男 (富山大・理)

広岡 公夫 (富山大・理)

船木 實 (極地研)

————— 休憩 ————— 15:10~15:30 —————

(4) リモート測量 (15:30~16:50)
座長 瀬川 爾朗 (東大・海洋研)

27. リュツオ・ホルム湾の地磁気異常 (20分)

帯刀 薫 (東海大・理)

渋谷 和雄 (極地研)

神沼 克伊 (極地研)

28. 南極域地殻磁気異常図の作成 (20分)

竹中 潤 (千葉大・理)

柳沢 正久 (宇宙研)

藤井 良一 (極地研)

29. S E A S A Tによる昭和基地周辺の氷床地形 (20分)
- | | | | | |
|----|---|---|---|----------|
| 梶 | 川 | 優 | 子 | (東海大・理) |
| 渋谷 | 和 | 雄 | | (極地研) |
| 瀬 | 川 | 爾 | 朗 | (東大・海洋研) |
30. JMRを用いたトランスロケーション (20分)
- | | | | | |
|----|---|---|---|---------|
| 北 | 沢 | 幸 | 人 | (茨城大・理) |
| 渋谷 | 和 | 雄 | | (極地研) |

<プログラム変更>

10. 「昭和基地周辺における柱石と斜長石の共生関係」は、発表者の都合により10月25日 10:00-10:20 に変更します。

Pb-210法によるみずほ高原の 積雪速度測定を試み

増田 宣泰 (北大・水産)

はじめに： 希ガス元素であるラドン (Rn-222) は、地表から放出され、半減期 3.8 日で壊変し短寿命の娘核種を経て、大気中で Pb-210 (半減期 22 年) へと放射壊変している。大気中の Pb-210 は、原子の状態から出発し、周辺のエアロゾルと衝突し、再び地表へ降下する。Pb-210 は大気圏経由物質のフラックスを定量化する際の重要な研究手段となっている。また、主に沿岸堆積物の堆積速度を求めるのにも使われている。

南極大陸氷床の積雪速度を Pb-210 法で求める試みは Picciotto et al. (1971) によって行なわれているが、その後の報告は少ない。これまで積雪速度を求める手法としては、総ベータ線量法、酸素-18法、層位的解析法、雪尺法などがあるが、それぞれ一長一短がある。Pb-210 法の利点は、(1) 過去 100 年程度まで連続して求めることが出来ること。

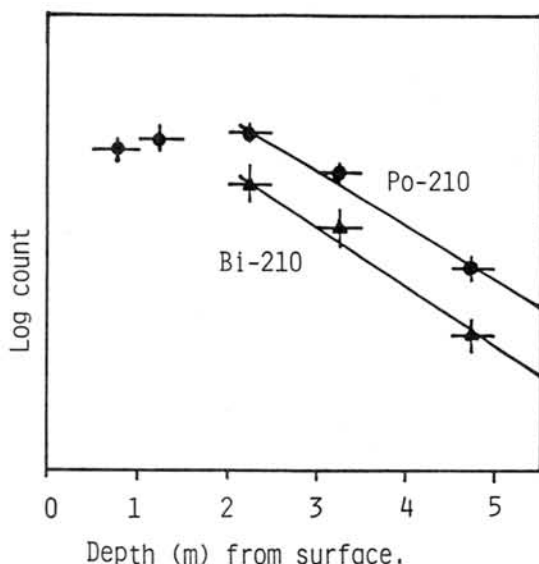
(2) 雪中の水蒸気の移動によっても左右されにくい事。(3) 表面が攪乱されていても、それ以下の層から正味の積雪速度を求め得る事。(4) 詳細に分析すれば、堆積中断の雪氷試料にも応用可能な事。(5) 同様に、積雪速度の変化にも対応可能な事などである。方法：第 15 次隊によりみずほ基地付近で得られた雪試料 (12 - 14 kg) を融解後、Po-208 担体を添加した後、炭酸塩として沈殿させる。沈殿を溶解後電着により Po と Bi とを分離し、銀板上の Po-210 をアルファ波高分析器で計測した。また、同試料から分離した Bi-210 は 2 π ガスフロー低バックグラウンドベータカウンターで計測した。

結果と考察： 結果を図に示す。Po-210 で求めた年間の積雪速度は 2 m 以深で 22 cm/yr また、Bi-210 からは 20 cm/yr を得た。密

度を 0.4 g/cm³ と仮定すると、それぞれ、8.8 および 8.0 g/cm²・yr となる。Po-210 および Bi-210 から求めた積雪速度は、誤差を考えれば両者に差はないと言える。

今回の試料では、2 m を境に大きく積雪環境が変化した事がうかがわれる。つまり 2 m 以浅では急激に積雪速度が大きくなっている。おそらく数年で 2 m の積雪 (吹きだまり?) を形成したものと思われる。

今後の課題： (1) 試料量；500 g 程度の雪氷試料での分析法の確立。(2) 細密測定；短期間での積雪環境の変化 (堆積中断等) に対処する為、短いインターバルでの試料採取が必要。(3) 広域多点測定；地域毎、また高度毎の測定。(4) 他の堆積物への応用；沿岸堆積物および湖沼での堆積速度の見積り。



南極アランヒルズの Beacon Group 中の鎖式および環式炭化水素

○松本源喜(東大教養) 町原 勉(石油公団) 船木 実(極地研)
綿坂邦彦(東大教養) 鳥居鉄也(千葉工大)

〔はじめに〕 南極大陸を東西に二分する南極横断山脈には、ゴンドワナ大陸時代に堆積したと考えられる Beacon Group が広く分布している。この堆積岩には植物などの化石が含まれており、有機地球化学的に興味がある。Matsumoto ら (1985) は Mt. Fleming などから得られた Beacon Group 中の脂肪酸の測定を行い、これらは主としてバクテリアに由来すると推定してきた。今回は Allan Hills および Carapace Nunatak から得られた Beacon Group 試料中 (堆積岩、珪化木、石炭) の鎖式および環式炭化水素について報告する (Fig. 1)。

〔材料と方法〕 露頭で採取した試料は表面の部分を除去後、200メッシュ以下に粉砕して分析に用いた。有機成分は 0.5M KOH/メタノールでリフラックス (80°C, 2h) 後、塩酸酸性にし酢酸エチルで抽出した。酢酸エチル抽出物は乾固後シリカゲルカラムクロマトグラフィーにより、炭化水素フラクションを得た。炭化水素は GC および GC-MS により測定した。

〔結果および考察〕

n-アルカンは堆積環境の生物により生産されるものと、堆積後の続成作用により生成するものがある。また n-アルカンの奇数と偶数炭素の比率は、堆積年代が若いものほど 1 に近いことが知られている。堆積岩試料中の n-アルカン ($n-C_{12}$ - $n-C_{30}$) は hump を伴い、奇数炭素優位性がほとんどみられず (CPI, 0.91 - 1.2), 堆積当時の有機物に由来するものと推定される。またいずれの試料からもプリスタンとフィタンが検出された。

ステランは堆積環境の生物により生産されるステロールが還元されて生ずると考えられている。したがって堆積初期のステランは生体ステロールの組成・立体配置を反映しているが、続成作用により炭素・水素の立体配置は、 $\alpha \rightarrow \beta$, $R \rightarrow S$ 1 とその一部が変化する。堆積岩試料中には (20R)-5 α , 14 α , 17 α -chole-

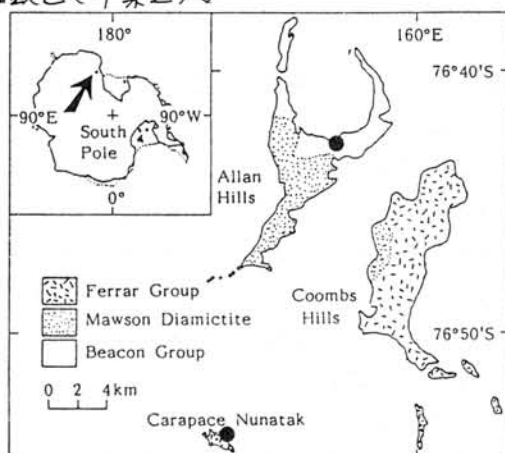


Fig. 1. SAMPLING LOCATIONS AT THE ALLAN HILLS AND CARAPACE NUNATAK, ANTARCTICA.
●: Sampling site.

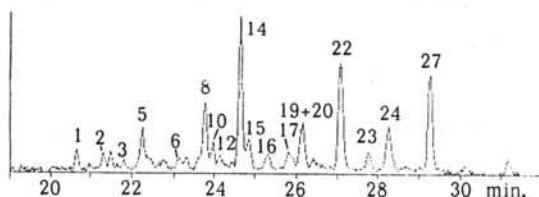


Fig. 2. MASS CHROMATOGRAM (m/z 217) OF STERANES IN A BEACON GROUP SAMPLE.

1: (20S)-13 β , 17 α -diacholestane. 2: (20R)-13 β , 17 α -diacholestane. 3: (20S)-13 α , 17 β -diacholestane. 5: (20)-24-methyl-13 β , 17 α -diacholestane. 6: (20R)-24-methyl-13 β , 17 α -diacholestane. 8: (20R)-5 β , 14 α , 17 α -coprostanane. 10: (20S)-24-ethyl-13 β , 17 α -diacholestane. 12: (20S)-5 α , 14 β , 17 β -cholestane. 14: (20R)-5 α , 14 α , 17 α -cholestane. 15: (20R)-24-ethyl-13 β , 17 α -diacholestane. 16: (20S)-24-ethyl-13 α , 17 β -diacholestane. 17: (20S)-24-methyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane. 19: (20R)-24-methyl-5 β , 14 α , 17 α -cholestane. 20: (20R)-24-methyl-5 α , 14 β , 17 β -cholestane. 22: (20R)-24-methyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane. 23: (20S)-24-ethyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane. 24: (20R)-24-ethyl-5 β , 14 α , 17 α -cholestane. 27: (20R)-24-ethyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane.

stane, (20R)-24-methyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane, (20R)-24-ethyl-5 α , 14 α , 17 α -cholestane などが検出されている (Fig. 2)。これらは堆積環境の藻類や維管束植物の存在を反映するものであろう。堆積後約2億年という長い年月を経ているにもかかわらず、S体のステランがほとんど存在しない試料があり、Beacon Group の thermal history を知るのに興味がある。一方ホペン構造を有するトリテルペンも Beacon Group 試料中に検出されている。

南極ドライバレー地域の湖沼——とくに塩起因からみた考察

中谷 周(弘前大・理) 松本 源喜(東大・教養) 増田 宣泰(北大・水産)
森本 隆夫(日本分析センター) 鳥居 鉄也(千葉工大)

無氷雪で知られる南部ビクトリアランドの湖沼。中でも1960-61年夏季シーズンから次々

を示すことから、その生成過程、塩起因について多くの研究が行われている。

演者ら日本の南極地球化学研究グループは、ライト谷のバンダ湖、ドンファン池まり、多くの湖沼調査を、安定同位体、微量るが、その成果には大陸地史の変遷の解析に湖の塩由来については海水起因説、風送塩説な結論が出されていない。

そこで演者らは、この塩起因を探る一助としてドライバレー地域西端の大陸氷床末端近くの、比較的標高の高い露岩地域(800~1450m)に点在する湖沼群の踏査を1981-82年夏季シーズンから行っている。調査地域は、上部ライト谷のラビリンズ地域と上部ビクトリア谷西地域で、前者で34点、後者で2点、計36点の新しい湖沼水を採集し、その水質の

解析を進めている。これらの湖沼は、いずれ凹地に位置し、地形的にはそれぞれ独立した塩化物イオン濃度を指標に湖沼の塩濃度を58g/l(L-9)までの変化に富んでいる。のが多く、湖面は結氷しているが、年により年々蒸発濃縮、融水の供給による希釈を繰り返すことと

度変化、組成変化を受けていると考えられる。Cl⁻濃度の関係を見ると、きわめて海水比に湖沼の δD , $\delta^{18}O$ をみると、各湖沼水は $\delta D = 4.31 \delta^{18}O - 109$ の

これはmeteoric waterの $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$ と異なるが、両直線の交点の δD , $\delta^{18}O$ の組成を持つ起源水が蒸発、濃縮を繰り返すことと至ったと考えられる。その起源水を求めると、沿岸域の氷河融水の $\delta D = -250\text{‰}$, $\delta^{18}O = -32\text{‰}$ (Matubaya et al., 1979)と一致する。

演者らは、これらの結果及びF⁻, Br⁻などの他の分析結果等も併せ考察し、上部ライト谷に点在する湖沼の水質は、湖沼周辺の降雪が融解し、凹地に集水して湖沼となり、蒸発濃縮、希釈を繰り返す、主として海塩を起源とする塩起因で現在の湖沼を形成していると考えている。

ドライバレー地域には、多くの湖沼が点在する。発見された塩湖の水質は、特異な化学組成をもち、多くの研究が行われている。

1963-64年夏季シーズン以来、同地域の代表、テイラー谷のボニー湖、フリクセル湖に始元素などを含めた化学的手法を用いて寄与したものも少なくない。しかしながら、塩、岩石風化説などの諸説があって、未だ明確

としてドライバレー地域西端の大陸氷床末端近くに点在する湖沼群の踏査を1981-82年夏季シーズンから行っている。調査地域は、上部ライト谷のラビリンズ地域と上部ビクトリア谷西地域で、前者で34点、後者で2点、計36点の新しい湖沼水を採集し、その水質の

も起伏に富んだdoleriteからなる氷食地形のものが多い。(図1, 2)みると、3.8mg/l(L-17)から海水の約3倍湖沼の大きさは、一般に20m×30m程度のも湖水面を表わすものもある。経年観測では、返し、また、周辺堆積物からの溶出による濃。これらの影響が最も少ないと思われる、Na⁺近似する。(図3)

$\delta D = 4.31 \delta^{18}O - 109$ の良い関係を示す。(図4)は異なるが、両直線の交点の δD , $\delta^{18}O$ の組成で組成変化し、現在の δD , $\delta^{18}O$ 値を持つに、 $\delta D = -250\text{‰}$, $\delta^{18}O = -32\text{‰}$ (Matubaya et al., 1979)と一致する。

他の分析結果等も併せ考察し、上部ライト谷融解し、凹地に集水して湖沼となり、蒸発濃縮する塩起因で現在の湖沼を形成していると考え

文献

Matsubaya et al (1979): Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 7-25.

图 1

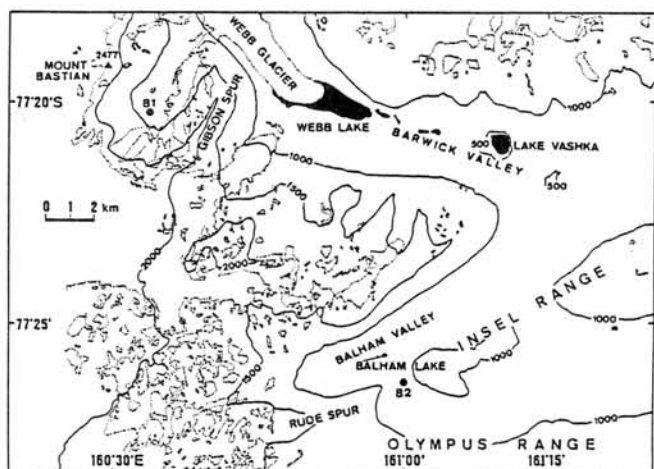


图 2

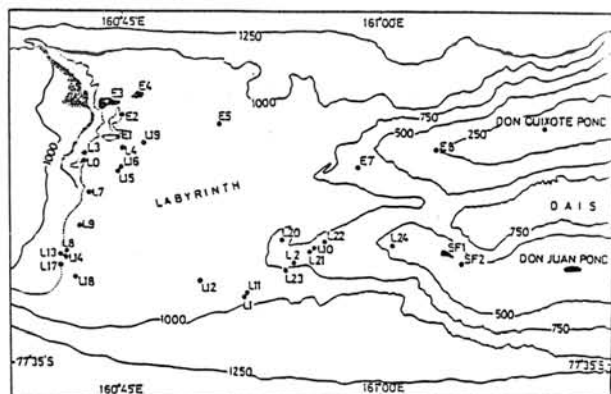


图 3

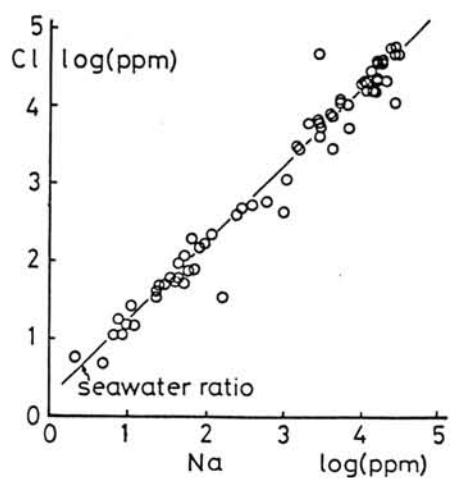
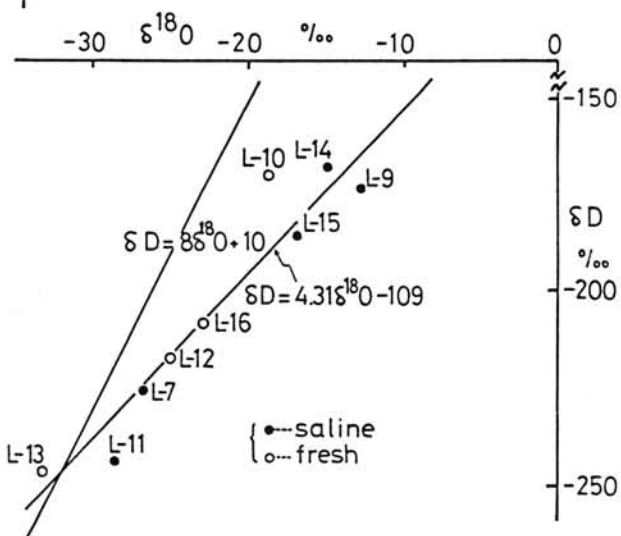


图 4



セール・ロンダーネ山地西部の氷河地形

森脇喜一(極地研)・岩田修二(都立大)

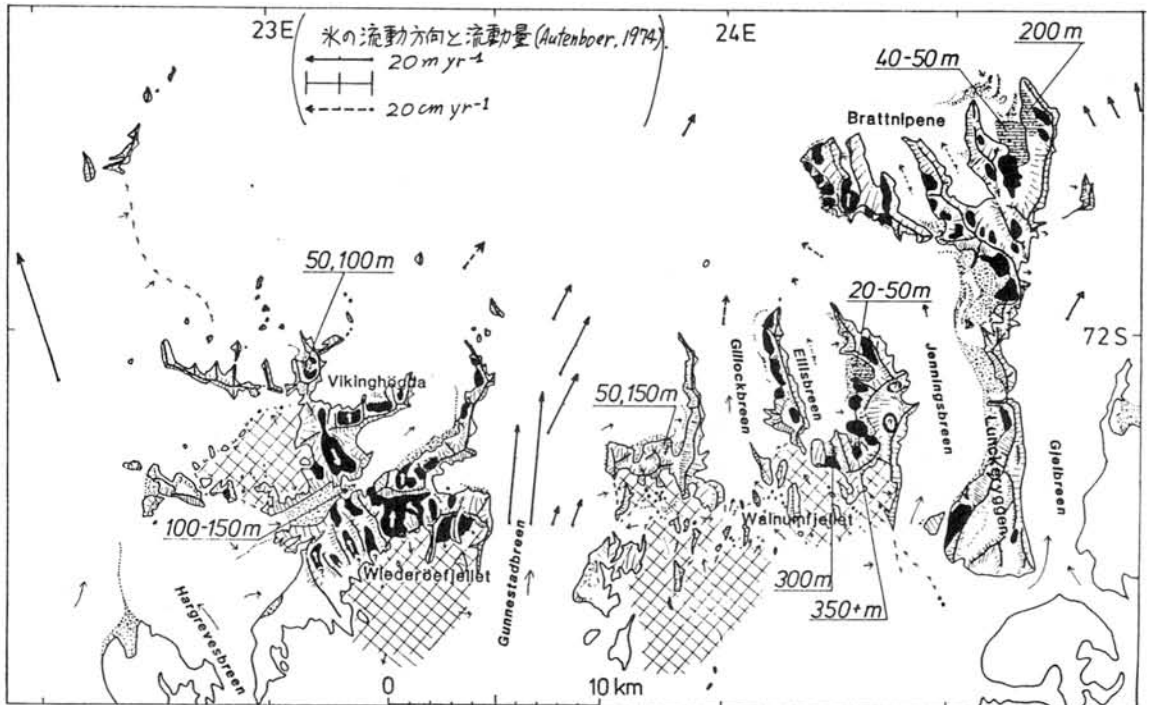
セール・ロンダーネは大陸氷床を堰止める形で東西に配列しているが、主要な山塊は、Autenboer (1964) が Drainage glacier と呼んだ氷河で分断されている。かつてはこうした氷河が存在したが、氷床低下によって Dry glacial valley となっている氷食谷が存在する。また、Autenboer が local glacier と呼んだ山岳氷河も数多い。山岳氷河も最盛期より縮小していることが、氷河を内包する谷の大きさや、氷河前面に離れて存在するモレーンから知られる。Dry glacial valley の中には、drainage glacier (あるいは溢流氷河) に由来するのではなく、山岳氷河に由来するものも少なくないと思われる。それらの谷頭部はアレート状の鋭い山稜をなしている。

これらの氷河のほか、大陸氷床より高位にある氷帽状の氷河も存在する。このような場所では、氷河上に現われている露岩の地形

は比較的なだらかなのである。

しかし、西部山地の地形は、鋭く急峻で、稜線は鋭いアレートをなしている。こうした地形は、氷床下の氷食作用によって形成されたものではなく、山岳氷河によって形成されたものと考えられる。

精度の良い地形図なしに、地形観察や局部的な地形計測だけで、過去の氷床表面の高度を復元することは難しい。しかし、氷床あるいは山岳氷河の最盛期から現在までの間に、氷床、氷河の後退に伴滞期があったことが、モレーンの高度分析によって知られる。その滞滞期がいつであったかはまだわからないが、そのときの氷床表面高度は、山地の北側で、現在より約 50m 高かったであろう。



山岳氷河



高位モレーン



氷帽状氷河

セール・ロンダーネ山地西部の地形についての二・三の問題

岩田修二(郡立大)・森脇喜一(極地研)

1) 新旧の異なる時期に形成されたモレーン

この地域のいくつかの場所でモレーンを観察・調査した結果、モレーンは少なくとも新旧の2つの時期に区分できることがわかった。

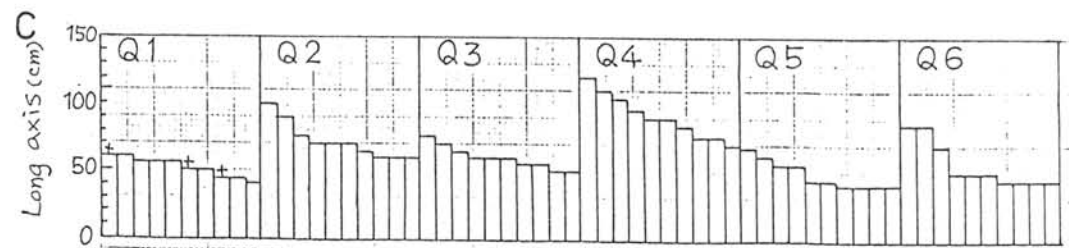
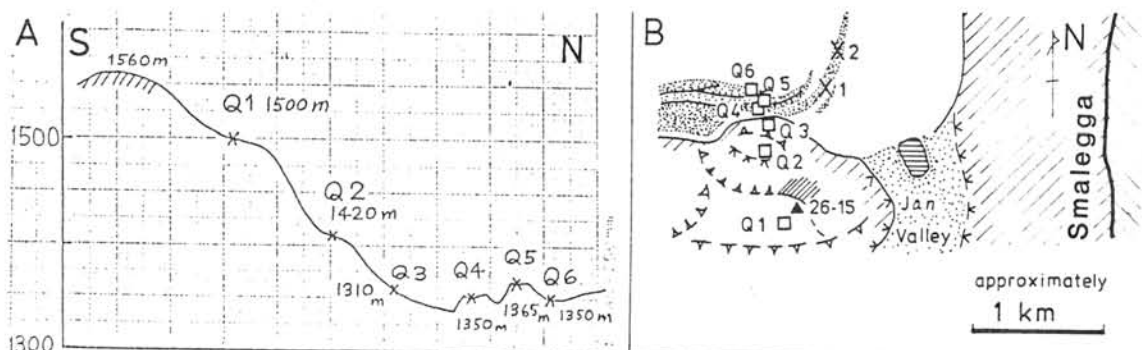
2) 基盤岩の風化

場所、岩種、氷から解放されてからの時間の違いによって、基盤岩の風化の程度がどのように異なるかを調べたが、氷床の低下と対応するような風化帯を区分することは容易ではない。しかし、山稜頂部や岩壁上端部は、ほとんど例外なく著しい風化を受けており、これらの部分は、氷から解放されてからの経過時間が他より長に長いことは確実である。現在の風化作用と、その結果生じる岩壁形態の変化を量的にとらえるために、プラット

ニーパネ北西端の岩壁基部に実験地を設定した。ここは、比較的新鮮な角閃石片麻岩からなる北向き岩壁で、基部にプラットフォーム状のラテラルモレーンが堆積している。測定項目は、岩壁表面温度、モレーンの地温、岩壁からの岩屑の落下量である。こうした実験地は更に測定項目を増やし、こことは異なる条件の場所に、今後も設ける必要がある。

3) 斜面形態

この地域の山地を構成する斜面は、どれも同じような形態・傾斜をもっているが、南北方向での非対称性ははっきりしている。この地域の地質の一般走向が東西性であることから、斜面の形態が岩質・岩石組織に支配されているためと考えられる。



Q1	To	Ag	Ho
Q2	To	Ag	Gh
Q3	To	Ag	Ad
Q4	To	Ag	
Q5	To	Ad	Gb Gh
Q6	To	Ag	Gb Gh

最大径 10個の礫種(5m x 5m)

To	Ag	Ho	Ad	Gh	Gr
To	Ag	Ho	Ad	Gh	Gr
To	Ag	Ad	Ti	Gh	Gr
To	Ag	Ad	Gh	Gr	Gr
To	Ag	Ad	Gb	Gh	Gr
To	Ag	Ad	Gb	Gh	Gr

pebble size stone の礫種(50cm x 50cm)

D To: トーナルライト
Ag: 緑色角閃岩
Ho: ホルンブレンドナイト
Gh: ホルンブレンドナイト
Ad: 黒色角閃岩
Gb: 黒雲母片麻岩
Qv: Quartz Vein
Gr: 花崗岩
Dl: ドーライト

図スマルエッガでのモレーン調査
A 調査地横式断面
B 調査地平面図
C モレーンの礫径(長径)
D モレーンの岩種構成

南極の地球科学データから推察される 後期完新世の海水準微変動について

小元 久仁夫（東北大学）

後期完新世の海水準変動を取り扱う研究に於いて、旧汀線高度を示す地形学的証拠は海岸地形、とりわけ(1)隆起量の大きな珊瑚礁地域や、(2)氷床後退後に地殻平衡的な隆起運動がまもなく開始された地域に於いて形成された隆起汀線地形に認めることができる。すなわち連続的な隆起の傾向にある地域に於いて海水準が変化すれば、その影響は隆起汀線や浜堤として残される。昭和基地とその周辺地域には(2)に起因すると考えられる隆起汀線が形成されており、しかもその堆積物にはしばしば貝化石を含み、地形計測とともに放射性炭素年代測定が行なわれてきた。

最終氷期以降の海水準変動に関してはこれまで多くの研究成果があり、多種多様の海水準変動曲線が描かれてきた。最終氷期に巨大な氷塊として存在し海水準を低下させた北半球の氷床は後氷期には融解して海水準上昇に大きく寄与した。しかしその大部分はグリーンランド氷床を除き、およそ6,000 - 5,000 y B P には消滅した（De Geer, 1954, Bryson et al., 1969, Hulten, 1971, Flint, 1971）。一方、南半球では南極大陸が今日でも平均 2,450 m もの厚い氷によって覆われており（Drewry, 1982）、地球上の氷の全体積のおよそ90 %を占め、巨大な氷床を形成している。この氷床が後氷期の海水準変動に与えた影響はLingle et al., (1979)によれば、海水準にして約 26 m であり、ほぼ 6,000 y B P頃までには海水準の主要な上昇は完了したと考えられている。

野上（1978）は『6,000 年以後の海面変化について、それが glacio-eustasy によるものであるなら、（海水準の変化の割合は）せいぜい 1 mm / 年くらい以下であろう』と見積った。そして『これより大きい速さを持つ海面変化曲線を見かけるが、それはもともとなったデータの不確かさか曲線を描く方法の不適当さに由来するのではないだろうか。もっともその海面変化曲線が、地殻変動、glacio-isostasy、あるいは hydro-isostasy などを分離していない場合はこの限りではない。可能性として考えられている南極のサージは海面の急上昇をもたらしたかもしれない』と重要な指摘をした。また吉田（1978）も『・・・比較的急激な海水準上昇が氷河のサージと結びつくと考えることは非合理でなく、後氷期の高海水準の高さとされるものは、南極氷床のサージによる影響とオーダー的に合致することは注目してよいと思われる』と述べた。

海水準変動を議論する場合に、水が地球上の海陸間を移動することをぬきにしては議論を進めることはできない。すなわち、地球上の水について時系列を追ってその移動を考察すると、氷期には水は雪氷となって氷床に貯蔵され、また間氷期には再び水となり海洋に戻る。この水の移動は安定同位体（O-18/O-16やD/H）の変化として氷床

の氷や海底堆積物に記録されている。したがって逆に氷床の氷や海底堆積物を試料として分析し上述の安定同位体比の変化と正確な時間尺を求めることが可能であれば、地球上の水の時系列を追った追跡が可能となり、海水準変動に関するデータを得ることができる。そしてこれまで多くの研究者がこの種の研究に取り組んで来た。

Wilson (1978) は Johnsen et al. (1972) が南極 Byrd Station の氷のコアを試料として行なった酸素同位体の分析結果に基づき、6,000 年以降 7 回のサージが西南極において生じたと考えた。そしてその証拠の一つをロス島南部での野外調査で実証した。また彼はニュージーランドやオーストラリアで認められるおよそ 3,500 y BP を示す現海面上 2 m の高位海水準がサージと関係していると考えた。すなわち彼は Johnsen らの氷床コアの分析結果から西南極氷床の表面高度が約 3,500 y BP から 4,000 y BP 間の数百年間に 300 - 500 m 低下したことを指摘し、厚さ 300 m、容積にして $3 \times 10^5 \text{ km}^3$ の氷が氷山となって Southern Ocean に浮かび次第に融解したと考えた。その結果、Southern Ocean の salinity は低下し、また海水準も約 2 m 上昇した。この変化はその後数 100 年間を経て、他の大洋との海水の混合によって減少し、やがて海水準もサージ以前の海水準よりも数 cm 高いだけになったと考えた。

Wilson の考え方の根底には多分 Hughes et al. (1972) の『西南極は分解しつつあるのか?』と題する論文があったと思われる。この論文の中で彼は『氷期の海面の低下によって西南極氷床の接地線 (grounding line) が海側に前進し、氷床の基盤高度も海面下であった為に氷床が不安定な状態となり、サージによって氷床の縮小が加速度的に進行するようになった。』と考えた。Hughes は現在でも西南極の分解は引き続いていていると考えているが、Wilson は数回のサージの結果西南極の氷床の不安定さは解消されつつあると考えている。

演者は Hughes et al. (1972) や Wilson (1978) の基本概念を受け入れて西南極を中心にして起こったサージや氷山の分離・融解が後期完新世における海水準変動の主因である可能性がきわめて高いと考えている。そしてサージの起こった時期や規模について、Johnsen et al. (1972) の酸素同位体比分析データを再検討するとともに後期完新世の海水準変動に伴う昭和基地とその周縁地域における海岸地形の形成年代の合理性を比較検討した。その結果、これらの間には相互に調和的な関係があることが明かとなった。

すなわちサージの時期については Johnsen et al. (1972) による Byrd station の氷を試料とした酸素同位体の分析結果の図に Wilson (1978) がサージが起こったと判断して記入した矢印の位置に注意して、この図に Fairbridge (1961) の海水準変化図の時間軸を合わせた (第 1 図)。その結果、酸素同位体の変化の傾向と海水準変化の傾向は 1300 - 2200 y BP を除いて良く対応しているように見受けられる。次にこれまで公表された昭和基地とその周辺地域に於ける隆起訂線やそれらの堆積物の放射性炭素年代、それにこれらのデータから復元された海水準変化曲線との比較を行なった。昭和基地付

近における 6000 y BP 以降の隆起汀線の高度と同堆積物の放射性炭素年代測定値から推定される当該地域の平均隆起率は約 2.1 mm/y である。そこで Johnsen et al. (1972) の図が海水準の絶対値は示さなくとも、その変化の傾向を示すであろうと仮定して海水準の上昇から下降に転ずる年代、すなわち離水の時期を読み取りその年代を求めた。これらの年代に上記の平均隆起率を乗じて求めた高度と野外で計測された隆起汀線高度を比較したのが第2図である。第2図から明らかのように、リュツォ・ホルム湾に発達する隆起汀線の形成は当該地域から氷床後退後に起こった地殻平衡的な隆起運動と氷床に記録された海陸間の水の移動—すなわち海水準の変動—と密接な関係にあったことがうかがえる。海水準の変動の規模は酸素同位体の分析図から読み取ることは不可能であるが、リュツォ・ホルム湾に発達する多数のステップ状の隆起汀線地形から判断して、その振幅の最大値は約 2 m であり、その大部分は数 10 cm 程度の微変動であったと推定される。

今後、加速器を使用した年代測定技術と微量元素の分析技術の向上により氷床や隆起汀線の形成年代や海水準変動に関する精度の高い議論が可能になろう。

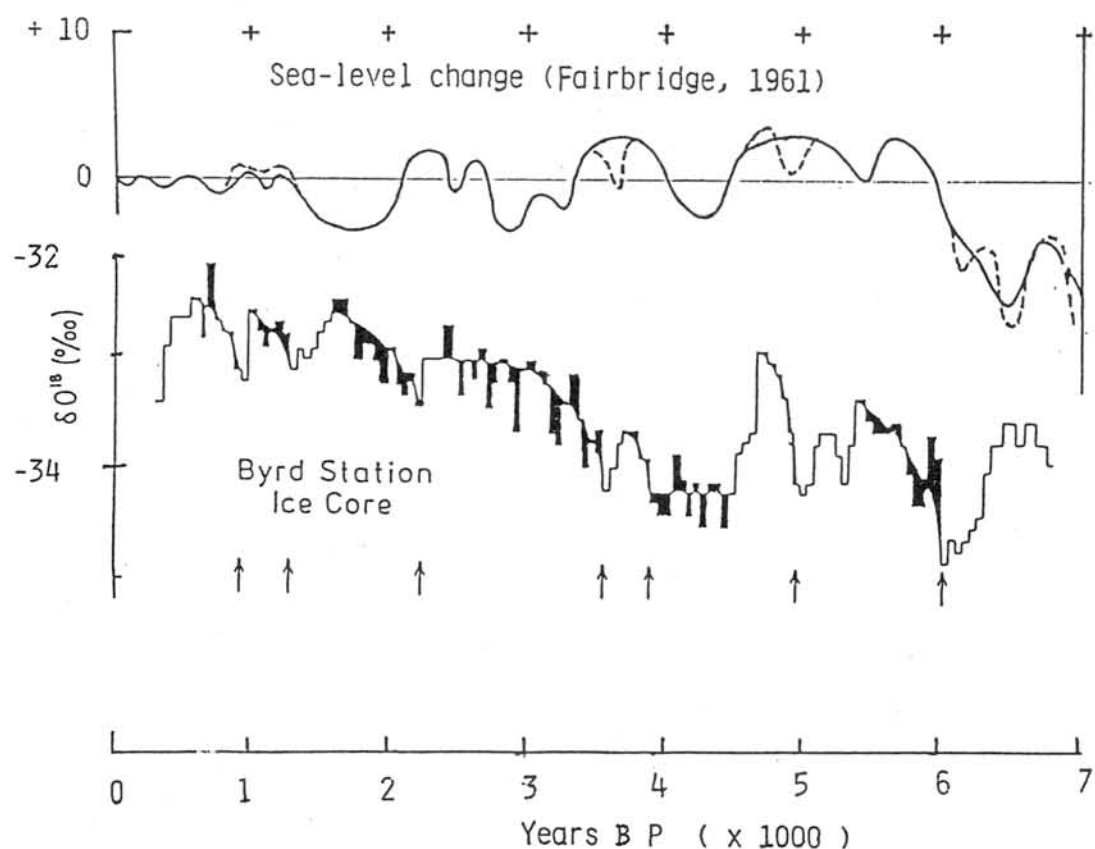


Figure 1. Comparison of the Holocene sea-level change curve presented by Fairbridge (1962) and Oxygen isotope analysis at Byrd Station presented by Johnsen et al. (1972) and represented by Wilson (1978). Arrows indicate possible dates of surgings estimated by Wilson (*ibid.*).

Age x 1000 y BP	$\delta^{18}\text{O}$ profile at Byrd Station	Estimated age of emergence (y BP)	Calculated amount of upheaval (m)	Altitude of observed raised beach (m.a.s.l.)
-----------------------	--	---	--	---

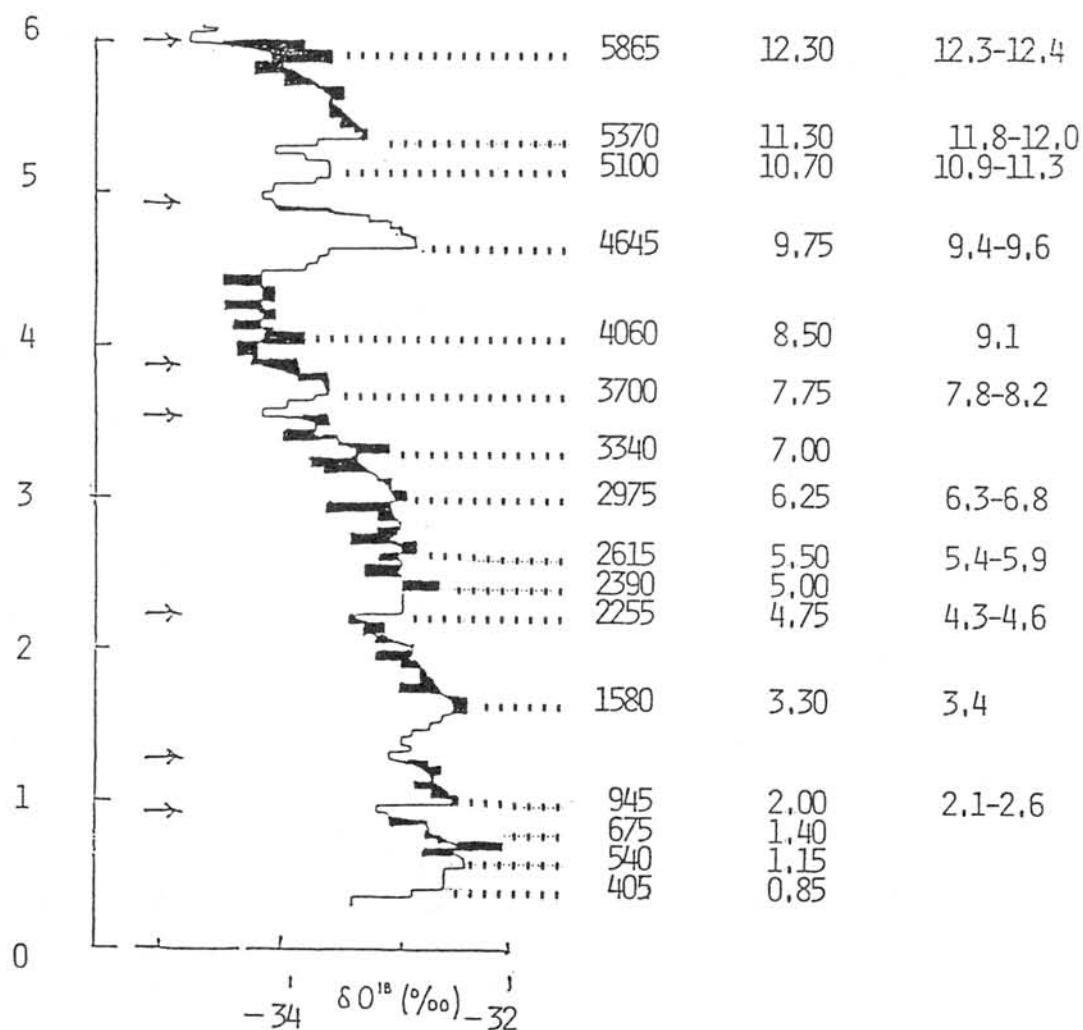


Figure 2. Relationship between predicted dates of emergence estimated from $\delta^{18}\text{O}$ profile of the Byrd Station (Johnsen *et al.*, 1972 and Wilson, 1978) and altitudes of raised beaches of the Ongul Island, East Antarctica, formed under constant rate of isostatic upheaval (2.1 mm/y) since 6,000 y BP (Omoto, 1977). Arrows indicate dates of possible surgings pointed out by Wilson (*ibid.*).

演者らは第26次南極地域観測隊夏隊に参加して、セールロンダーネ山地西部の地質調査を行った。調査期間は約35日間で、おおよそ東西70km、南北40kmの範囲を調査し、400点ほどの露頭やモレーンで露頭観察、試料採取を行った。

セールロンダーネ山地西部は、さまざまな変成岩と深成岩からなる。変成岩類の一般走向は東西であるが、Brattnipane 東部では北東～南西の走向が卓越する。傾斜は単調で、南へ30～60度ぐらいのことが多い。層厚は単純に計算するとVesthaugenからNils Larsen まで40km以上になるが、Autenboer & Loy (1972) が当山地東部で大規模なrecumbent foldを報告していることや、露頭においても、小規模でtight なしゅう曲が観察されることからみて、実際の層厚はずっと薄いものと思われる。

北部地域の変成岩類(Teltet Vengen Group, TVG)は主に黒雲母片麻岩、角閃石片麻岩、およびそれらのさまざまな割合の互層よりなり、角閃岩、大理石、スカルンを挟む。スカルンと一括したものには、石灰珪質片麻岩、輝石角閃石、角閃石-ざくろ石-パイロキシナイトなどがある。これらの変成岩はミグマタイト化作用を受けているがBrattnipane 中部、Vikingshogda などでは、それが特に著しい。

Autenboer らによりNils Larsenfjellet Group (NLG) と呼ばれた片麻岩類は南部に分布し、主に角閃石片麻岩、amphibolite lensを含み片麻状構造のやや発達したトーナル岩よりなるが、著しいsaussurite化作用、epidote-chlorite 化作用を被っており、また非対称 Pressure shadowの形成を伴うmylonite化作用などが特徴である。mylonite (cataclasite)にはレキ岩源のものではないかと思われるものもある。epidote 化作用は、大きな花コウ岩体のまわりにepidote 脈が発達することなどからみて、変成作用の後の花コウ岩の貫入に伴う熱水作用の影響と考えられる。また野外や鏡下での観察より、epidote-chlorite 化作用はmylonite化作用の後に、主として

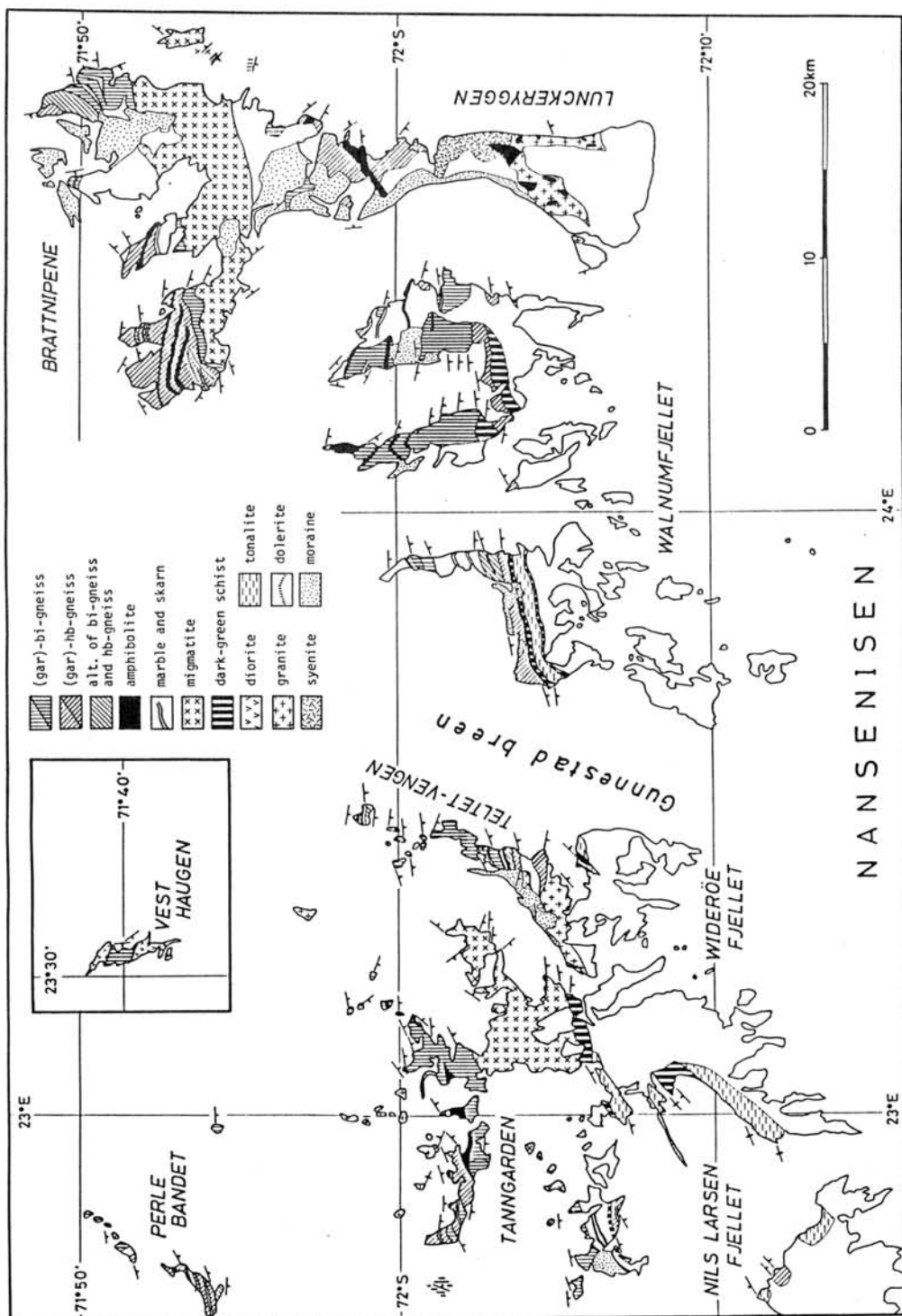
mylonite化作用の激しいzoneを利用して行なわれたことがわかる。

TVG とNLG は岩相に大きな差があり、断層で接している所も見られる。しかしepidote-chlorite化、mylonite化作用が TVGにも及んでいることや、TVGと NLGの境界部付近では、TVGと NLGが交互に現われること、NLGの中にもTVGに似た岩相が挟まれることなどからみて、全く異なった地質体が合体したものとは考えにくく、今のところ、もともとは同じ場で形成されたものであると考えている。

火成岩類には、南部に偏在するトーナル岩のほかに、Lunckeryggenに閃長岩、Vesthaugenに閃緑岩、Brattnipaneなどにdolerite岩脈が見られる。また花コウ岩は調査地域全体にわたって分布するが、特に大きな岩体はLunckeryggen, Widerøefjellet北部のものである。これらの深成岩体の貫入順序は、Lunckeryggenの閃長岩が花コウ岩より古いこととdolerite 岩脈が他の大部分のgranite より新しいことを除くと、野外で直接の関係が見られないので不明であるが、トーナル岩は、まわりの変成岩類とほぼ平行な片麻状構造を示すことから最も古いものと推定される。

これらの岩石の鏡下での特徴、鉱物組合わせなどについては現在検討中である。

* このdolerite岩脈は従来、ジュラ紀の貫入と考えられてきたが、明らかに、再結晶作用を受けている。全岩のK-Ar 年代を測定したところ、536±27Ma を得た。



第1図. セールロングーネ山地西部地域の地質図

ここ数年の昭和基地周辺の後期原生代変成岩類の岩石学的研究によって、多くの事実が明らかになってきた。なかでも、リュツォ・ホルム岩体と名づけられた、東は新南岩から、西はボツンネーセに至る露岩地域では、東から西へ次第に変成度が上昇し、角閃岩相上部からグラニュライト相下部程度の中圧型の変成作用を受けたことがわかった。しかも、各地の岩石中にも、温度上昇の履歴が読みとられることがわかった。

このように、延長 250km にわたって累進変成作用が追跡できる地域は、世界でも稀であり、中圧型変成作用のひとつのスタンダードともなり得るものである。そこで、より詳しくこの累進変成作用を検討するために、さまざまな固溶体鉱物の組成変化を追跡した結果、いずれも連続的・漸移的な変化を示すことが明らかになった。

さまざまな、ザクロ石-黒雲母地質温度計やざくろ石-斜長石地質圧力計によって得られる各地域の温度・圧力条件も、特殊な組成のものを除くと、ほぼ漸移的に東から西への上昇を示す（下表）。

これらの事実は、プリンス・オラフ海岸から宗谷海岸にかけて設定された、3つの変成分帯（Amphibolite-facies zone, Transitional zone, Granulite-facies zone）が確かに成り立ち、その間に構造的ギャップを考える必要がないことを示している。

しかし、Transitional zone と Granulite-facies zone との間のデータはまだ不足であり、今後の再調査が望まれる。

表 1：ザクロ石-黒雲母温度計による温度の見積り

Anal. No.	1	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
In K_D^*	1.361	1.140	1.173	1.361	1.357	1.329	1.040	0.954	1.133	1.008	0.963	0.916	1.289
$T_1^{1)}$ (°C)	664	742	729	664	665	674	781	818	744	795	814	833	688
P^{**} (kb)	6	6	6	6.5	6	6.5	7	7	7	7	7	-	9
$T_2^{2)}$ (°C)	729	844	825	731	731	746	910	969	853	932	963	969	777
$T_3^{3)}$ (°C)	712	765	799	609	620	569	690	763	723	721	751	-	519

Anal No. (東から西へ)

1~7: Amphibolite-facies zone

8~12: Transitional zone

13,14: Granulite-facies zone

$$* K_D = \frac{(Mg/Fe)_{\text{biotite}}}{(Mg/Fe)_{\text{garnet}}}$$

** Pressure, postulated

1) Thompson (1976)

2) Ferry and Spear (1978)

3) Indares and Martignole (1985)

表 2：Newton and Haselton (1981) のザクロ石-斜長石圧力計による圧力の見積り

Anal. No.	3	4	6	7	8	9	12	13	14
X_{An}	0.415	0.493	0.159	0.193	0.211	0.195	0.186	0.295	0.226
α_{An}	0.609	0.674	0.195	0.252	0.273	0.246	0.228	0.380	0.271
X_{Gr}	0.054	0.104	0.022	0.028	0.028	0.023	0.026	0.030	0.028
α_{Gr}	0.070	0.132	0.028	0.033	0.037	0.031	0.031	0.038	0.036
ΔV (cm ³)	56.6	53.1	58.9	57.4	58.4	58.8	58.6	58.3	58.4
T (°C)*	680	690	700	700	730	740	740	800	810
P (kb)	5.9	8.9	6.8	6.7	7.1	6.7	7.3	6.6	8.1

*Temperatures estimated.

グラニエライト相における累進変成作用

—— 東南極、リュツォ・ホルム湾周辺地域を例に ——

本吉 洋一 (北大・理)

1. はじめに

リュツォ・ホルム湾周辺地域は、ラン晶石-珪線石タイプの変成相系列に属するグラニエライト相の岩石が広く分布している。今回、これらの岩石の受けた累進変成作用の性格について、Schreibmayerらの方法を用いて解析を試みた。

2. 記載岩石学的事実

グラニエライト相のような高温・高圧下で形成された岩石は、通常その最高変成時に安定であった鉱物あるいは鉱物組合せを保持していると考えられている。しかし、非平衡な組織や準安定なレリック鉱物が認められた場合、それらは岩石の受けた変成作用の経路を推定する上で有力な証拠となる。リュツォ・ホルム湾周辺に分布する泥質片麻岩に見られる重要な記載岩石学的事実を以下に列記する。

(1) 全地域を通じて安定な Al_2SiO_5 鉱物は珪線石であるが、ランケホフテ、スカーレン、レントボークスヘッタではサウロ石中の気有

物としてラン晶石の存在が確認されている。

(2) スカーレンでは、ラン晶石、ストノナルとてに十字石やけりサクロ石の気有物として存在する。

(3) 全地域を通じて、珪線石+カリ長石、サウロ石+カリ長石が安定に存在する。

(4) 珪線石を含む岩石は、フトリックス鉱物としてしばしば黒雲母を欠くが、その場合、黒雲母はサウロ石の気有物として見られることがある。黒雲母は Fe_2O_3 を最大 6 wt% 含む。

(5) 出現する $Fe-Ti$ 鉱物はほとんどヒルメナイトであるが、(4) の岩石中にはルチルが大量に含まれる。また、珪灰質岩を除き、スフェーンは出現しない。

(6) 重晶石は全地域を通じて出現しない。

3. 累進変成作用

以上の事実を基に、変成作用の時間的推移に伴う鉱物間の反応をいくつか想定した。

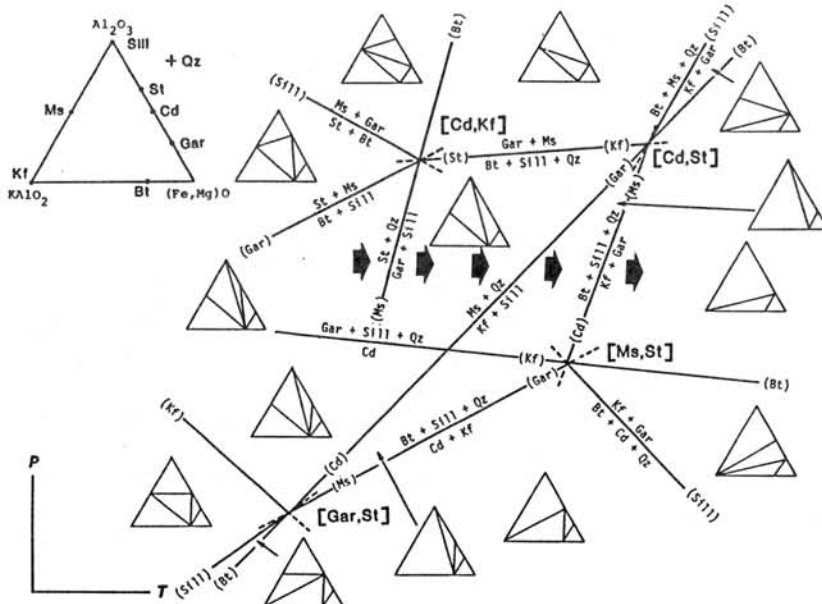


Fig.1. Chemographic relations in the system Al_2O_3 - $KAlO_2$ -(Fe,Mg) O - SiO_2 . Missing phases are described in blankets. Arrow indicates the proceeding of the prograde metamorphism.

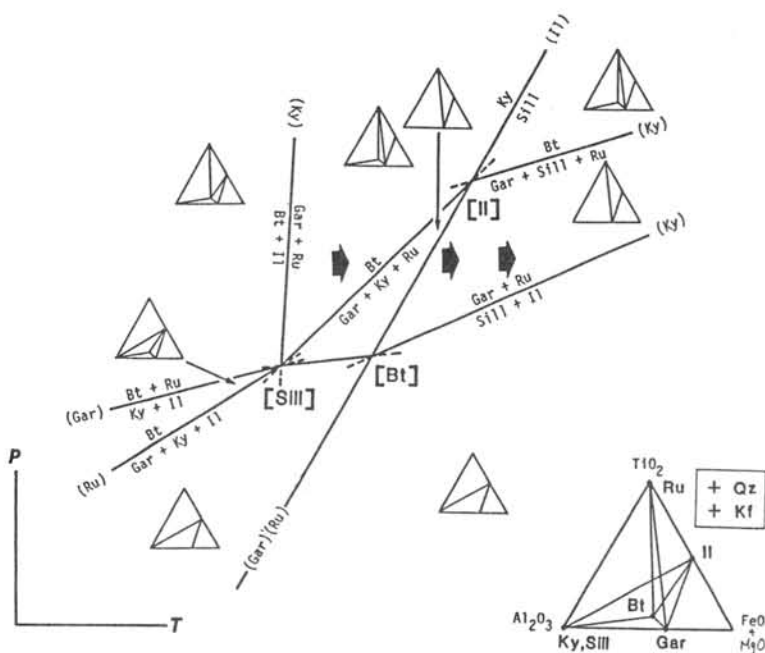
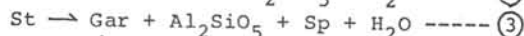
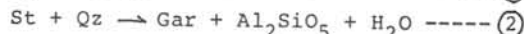
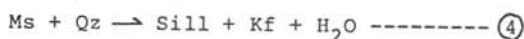


Fig.2. Chemographic relations in the system $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-(Fe,Mg)O-K}_2\text{O-SiO}_2$. Missing phases are described in blankets. Arrow indicates the proceeding of the prograde metamorphism.

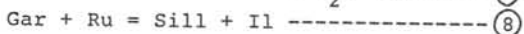
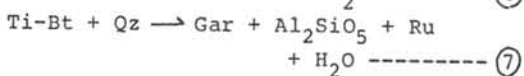
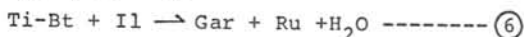
(1), (2)の事実から,



(1), (4)の事実から,



(4), (5)の事実から,



両系での解析から、累進変成作用は主として温度の上昇に伴って進行したことが推定される。また、Fig. 1 から、その時の圧力条件は、黒雲石の安定条件を越えていたことが明らかである。

4. Schreinemakers 9 束

これらの反応式は、前に述べた岩石中の粗織、各鉱物の産状とよく説明する。そこで、Schreinemakers の求む方法を用いて、累進交代作用の $P-T$ -time 経路図を作成した。

Fig. 1は、 $Al_2O_3-KAlO_2-(Fe, Mg)O-SiO_2$ 系
において②, ④, ⑤の反応関係を検討した
ところ(鉄鋼のFe/Mgは一定)。

Fig. 2 示、 $TiO_2-Al_2O_3-(Fe, Mg)O-SiO_2-K_2O$ 系において、①、⑥、⑦、⑧の反応関係を検討したものである。

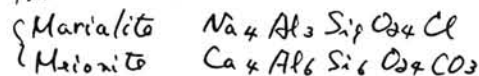
昭和基地周辺における柱石と斜長石の共生関係

六井美邦 (千葉大・理) 白石和行 (極研)

柱石は造岩鉱物の中では比較的新れで、従来あまり注目されないう鉱物である。しかし、近年、その重要性が見直され、合成実験もされるようになってきた。

昭和基地周辺 (アラスカ・オラフ海岸) や、ヤマト山脈、ベルソカ山脈では、柱石はよく見られる。その鉱物学的な特徴や他の鉱物 (特に斜長石) との共生関係は、これらの地域における変成作用を解明する上で、手掛りを与えてくれるものと思われる。

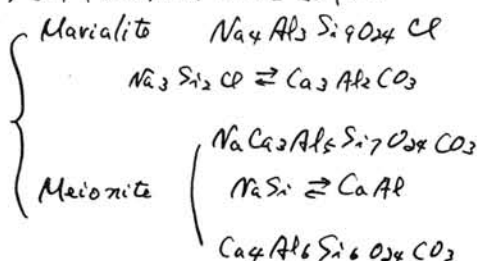
柱石について、まず明らかにしなければならぬ点として、その化学組成がある。従来、柱石の端成分として、次の2つが示されてきた。



NaとCaの代わりに、少量のK, Mg, Fe, Mn, Ti, Mn, Li, ClやCO₂の代わりにSO₄, OH, F, HCO₃ などが入る。そして、上記の2つの端成分の間には、次のような単純な置換が考えられてきた。



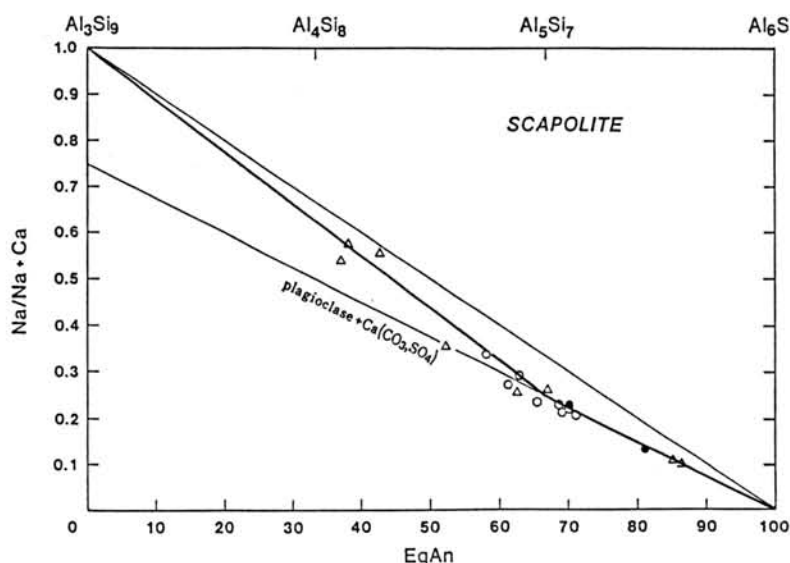
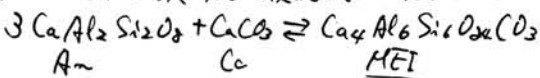
これに対して、Evans et al. (1969) は次のような新しい固溶体系列を示した。



我々のデータ (表1図) は、このEvans et al. (1969) の解析が正しいことを示している。

このことは、柱石のNa/Na+Ca比が0.6の前後で、別々の置換がおこなっていることを示しており、次に示す斜長石との間のNa-Ca分配に重要な結果をもつ。

次に、柱石と斜長石の共生関係について、最近の実験結果 (Newton & Goldsmith, 1975; Goldsmith & Newton, 1977; Ellis, 1978) と照らし合わせてみる。解析する。Meioniteについては、次の化学反応式が成立する。



第1図. 昭和基地周辺に産出する柱石の化学組成 (Al+Si=12)。

柱石のNa/Na+Ca比が0.6の前後の固溶体系列であることに注意。

あるいは、もっと一般化して、

$\text{Plagioclase} + \text{calcite} \rightleftharpoons \text{Mehlonite (Scapolite)}$

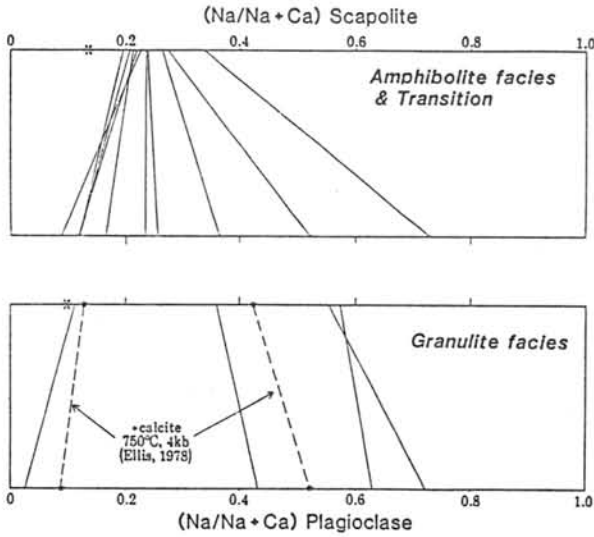
第2図と第3図に、昭和基地周辺で共存する柱石と斜長石との間におけるNaとCaの分配の様子を示した。これらの図から、次の点が指摘されよう。

① 昭和基地周辺に分布する岩石の中で、共存する柱石と斜長石は平衡関係にある。

② 両者の間のNa-Ca分配は、変成度の変化に応じて、規則正しく変化する。それは、Ellis (1978) の実験結果とはほぼ調和する。

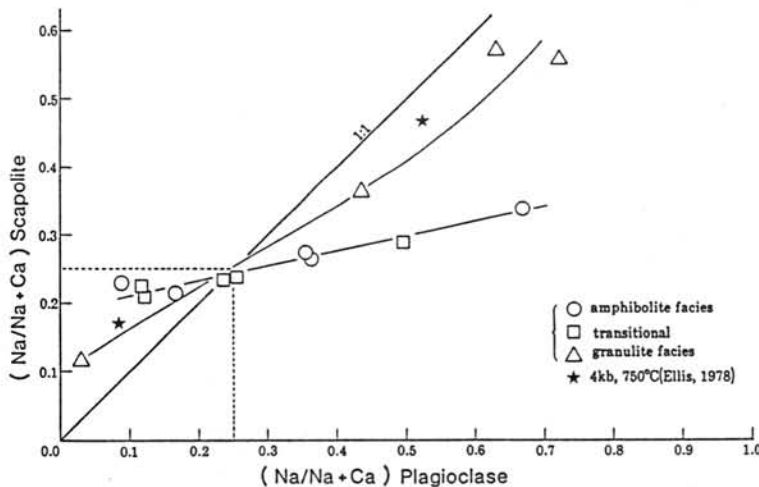
③ 上述した柱石の固溶体系列に関連して、柱石のNa/(Na+Ca)比が0.45の所で、Na-Caの分配が逆転している。

④ その他



第2図 昭和基地周辺に分布する岩石中の共存する柱石と斜長石間のNa-Ca分配

角閃岩類のものとゼン転部りものは、ほぼ同様の分配係数を示すことに注意。



第3図 昭和基地周辺に産出する岩石中の共存する柱石と斜長石間のNa-Ca分配

柱石のNa/(Na+Ca)比が0.45の所で分配が逆転していることに注意。

昭和基地周辺の Ultramafic granulite について

鈴木 盛久 (広島大・理)

昭和基地周辺の Granulite 相変成岩類を特徴づけるものの一つに、いわゆる Metabasite と呼称される一群の岩石がある。これらは、一般に暗色で周辺変成岩類中に調和的あるいは非調和的に産し、岩石学的性質も多様である。今回は、それらのうち特に Color index が 70 以上のもの (Ultramafic granulite) に限定して岩石学的・鉱物学的特徴を記載し、原岩および変成条件について考察を加えてみたい。

昭和基地周辺にみられる Ultramafic granulite は、主に主要構成鉱物の差異により Type A および Type B の 2 種類に分類される。Type A は斜長石を伴わず、Type B は斜長石 (多くの場合ざくろ石も) を伴う点が最大の差異である。また、Type A には斜方輝石・単斜輝石が多く、時としてかんらん石も共存することがある。一般に、角閃石は少なく、ざくろ石は出現しない。一方、Type B には角閃石が多く、輝石類は Type A に比べ、圧倒的に少ない。

野外での分布状況を見ると、上述のタイプ分けと、それぞれの分布地域、周辺変成岩類の種類との間には顕著な関連性は認められない。しかしながら、産状に注目すると、両タイプ間に差異がみられ、Type A は周辺変成岩類中に ball 状 (inclusion 的) に産することが多いのに対して、Type B は sheet 状あるいは dyke 状に産することが多い。

次に主要構成鉱物の化学的特徴を述べる。

かんらん石は、Type A にのみ出現するもので、 $Fo = 79.1 - 79.3$ の組成を示す。

輝石類は Type A の方が一般に Mg に富む (第 1 図) が、 Al_2O_3 含量は Type B の方が多い。

角閃石は、両タイプとも Edenite -

Pargasite 系列のものが多く、Type A の方が Mg (第 1 図) ならびに Si に富み、一部に Tremolite も出現する。

ざくろ石は、Type B にのみ出現し X_{Pyrope} が 0.40 を超えるものもある。

これら mafic 鉱物の共生関係をみると第 1 図に示す様にほぼ compatible な関係にあると思われる。

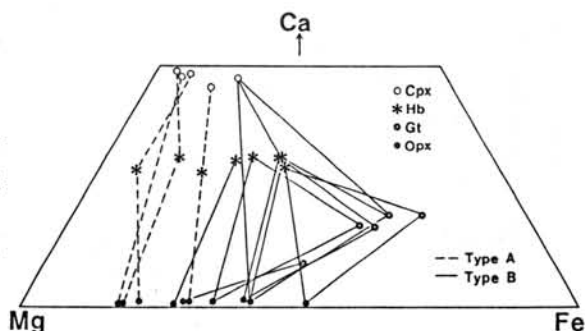
斜長石は Type B にのみ出現し、しばしば逆累帯構造を呈し、結晶周縁部の X_{An} は 0.90 を超える場合もある。

両タイプの原岩の化学的特徴は全く異なり Type A は Type B に比し SiO_2 , MgO に富み、 Al_2O_3 , total alkali に乏しい可能性がある。

なお、斜方輝石-単斜輝石地質温度計を用いて変成温度を見積もると、Type A および B のいずれにおいても 800℃ 前後の値が得られ、両タイプ間において変成条件の差異は認められない。

以上の事柄を総合すると、両タイプは起源を異にするものと考えられ、それらが定置・変成過程を経て、現在同時に出現することの地質学的意義について若干の考察を試みた。

第 1 図：主要 mafic 鉱物の共生関係



ベルジカ山脈変成岩類の鉱物組合せ

浅見正雄(岡山大・教養)・矢内桂三(極地研)

小島孝康(極地研)・西田民雄(佐賀大・教育)

ベルジカ山脈の岩石は、種々の組成の変成岩類とともに伴う岩脈類からなり、一括してベルジカグループと呼ばれている(Kojima et al., 1981, 1983)。変成岩類には、花崗岩質片麻岩・晶質石灰岩およびスカルン・角閃岩・角閃石-黒雲母片麻岩・眼球片麻岩・単斜輝石片麻岩・ざくろ石-黒雲母片麻岩、また岩脈類には変成塩基性岩・閃長岩・花崗閃緑岩・閃緑岩・ピンク花崗岩の岩型が認められる。ベルジカグループは、かけ上、花崗岩質片麻岩が優勢な下部層と、角閃石-黒雲母片麻岩が卓越する上部層とに区別され、いくつかの片麻岩類および岩脈について382-472 MaのK-Ar全岩年代が得られている。

この地域の変成岩類について、約100枚の薄片を檢鏡し、鉱物組合せを調べた。上記の

変成岩類は岩質上、塩基性岩・石灰質岩・泥質-砂質岩・花崗岩質岩の4種に大別でき、各種に属する岩石の鉱物組合せとして表1のものが認められる。表1の組合せには、一般に、次のような鉱物が加わる：塩基性岩および花崗岩質岩；不透明鉱物・燐灰石・スフェーン・ジルコン(±褐釐石)、石灰質岩；不透明鉱物・燐灰石・スフェーン、泥質-砂質岩；不透明鉱物・燐灰石・ジルコン。これらの鉱物組合せから、ベルジカ山脈の変成岩類は全体として角閃岩相に属するとみてよいが、次のような特徴をもっている。石灰質岩中にざくろ石+石英の組合せがみられる点ではフリンスオーフ海岸地域の角閃岩相変成岩類(Suzuki and Moriawaki, 1979; Suzuki, 1984)と共通するが、塩基性岩中にざくろ石を欠く

点でその地域のもの(Yanai and Ishikawa, 1978; Nakai et al., 1980; Hiroi et al., 1983)とは異なり、むしろやまと山脈のもの(Asami and Shiraishi, 1983)に類似する。

表1. ベルジカ山脈変成岩類の鉱物組合せ

Basic rocks	C10. Fo+Hu+Sp+Ph+Cc+Do±Ta(?)
B1. Cp+Hb+Bi+Kf+Pl+Qu	C11. Fo+Cc+Do
B2. Hb+Bi+Kf+Pl+Qu	C12. Tr+Ph+Sc+Cc+Kf+Pl
B3. Cp+Bi+Kf+Pl+Qu	C13. Tr+Cp+Ph+Sc+Cc
B4. Hb+Bi+Pl+Qu	C14. Tr+Cp+Sc+Cc+Pl
B5. Cp+Hb+Bi+Kf+Pl	C15. Ga+Cp+Hb+Ep+Pl
B6. Cp+Bi+Kf+Pl	C16. Cp+Ph+Sc+Kf+Pl
B7. Hb+Bi+Kf+Pl	C17. Cp+Ph+Sc+Pl
B8. Cp+Hb+Bi+Pl	C18. Cp+Sc+Kf+Pl
B9. Hb+Bi+Pl	C19. Cp+Ph+Sc
B10. Cum+Bi	C20. Cp+Hb+Sc
	C21. Cp+Ep+Pl
Calcareous rocks	C22. Sc+Kf+Pl
C1. Ga+Cp+Sc+Kf+Pl+Qu	
C2. Ga+Ac+Sc+Cc+Pl+Qu	Pelitic to psammitic rocks
C3. Ga+Cp+Sc+Cc (+Qu)	P1. Ga+Bi+Kf+Pl+Qu
C4. Cp+Ac+Ep+Kf+Pl+Qu	P2. Bi+Kf+Pl+Qu
C5. Cp+Tr+Cc+Pl+Qu	
C6. Cp+Ep+Pl+Qu	Granitic rocks
C7. Cp+Hb+Ph+Sc+Qu	G1. Bi+Kf+Pl+Qu
C8. Ac+Sc+Kf+Pl+Qu	G2. Bi+Pl+Qu
C9. Sc+Cc+Qu	

Abbreviation: Ac-actinolite, Bi-biotite, Cc-calcite, Cp-clinopyroxene, Cum-cummingtonite, Do-dolomite, Ep-epidote, Fo-forsterite, Ga-garnet, Hb-hornblende, Hu-humite, Kf-K-feldspar, Ph-phlogopite, Pl-plagioclase, Qu-quartz, Sc-scapolite, Sp-spinel, Ta-talc, Tr-tremolite.

東南極 Skarvsnes 地域に産する 変成岩の サマリウム-ネオジウム年代について

田中 剛・中島 隆 (地質調査所) 白石 和行 (極地研究所)

標記地域から採集された 1 インチの
ボーリングコア試料 # B1~B8, C1~C7
の 15 個の試料の鉱物組成を検討し、相互
に大きな差のみられる (すなわち アイソクロン
を画き易いと考えられた) 試料 C1, C4,
C7 を Sm-Nd 全岩法により 年代測定を
試みた。C1 は Garnet Granitoid,
C2 は Pyroxene Granulite, C3 は
Garnet Granitoid Gneiss である。
これらの試料はいずれも数メートルの範囲
内で採集されたものである。

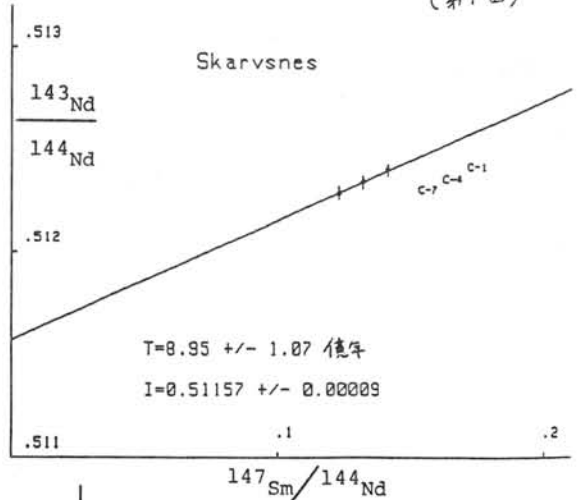
試料粉末は高圧酸分解容器で分解・
処理後、分割され、一部は Ce, Nd, Sm, Eu
の定量、残りは 同位体比の測定に用いた。
同位体比の測定には地質調査所の
Micromass 54 E, 希土元素量の定量には
Micromass 30-54 を用いた。測定値は
 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.7219 で規格化した。
LaJolla std. の測定値は 0.51185 ± 2 (20m)
である。測定結果を下に示す。

	Sm (PPm)	Nd (PPm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \pm (20\text{m})$
C1	1.093	4.68	0.1413	0.51240 ± 6
C4	14.23	65.2	0.1320	0.51234 ± 3
C7	5.24	25.8	0.1229	0.51229 ± 4

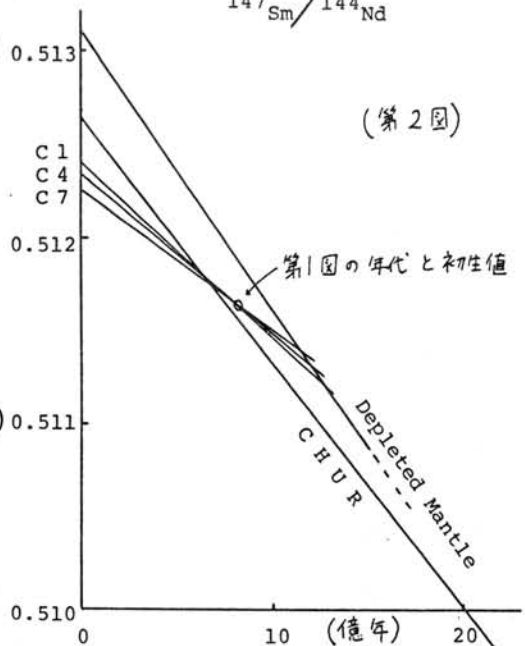
第1図にアイソクロンプロットを示した。
York (1966) の計算式により 8.95 ± 1.07 (20)
億年, 初生値 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) = 0.51157 ± 9 (20)
を得た。しかし、この測定はわずか3点であり
偶然性に伴う、誤差の過少評価の気味
がある。Williamson (1968) の計算式
では 8.95 ± 6.0 (20) 億年である。モデル
年代は第2図に示した。コンドライト様
地球に対しては C1, C4, C7 がそれぞれ
6.2, 6.8, 7.2 億年, 仮想マントル
に対してはそれぞれ 13.0, 12.8, 12.2
億年となる。アイソクロン年代から得ら
れた上記の初生値はコンドライト様地球と

Skarvsnes 3 ***** YORK (1966), $d\epsilon = 6.54\text{E}-12$ *****
C-1 .1413 .5 .5124 .012
C-4 .132 .5 .51234 .006
C-7 .1229 .5 .51229 .008
MSWD= 0.34519184002E-03
SLOPE= 5.87309085021E-03 3= 5.97826086957E-03
INT= .511566573236 2 9.20682840492E-05 (2 sigma)
AGE= 8.95399E-08 \pm 1.07170E-08 (2 sigma)

(第1図)



(第2図)



→ 仮想マントルの中間の値をとる。この初生
値とネオジウム全岩法の性格から考え、
このアイソクロン年代は誤差の評価が難しい
ものの、変成年代ではなく、岩石の生成
年代を示していると思われる。

Sarath Jayatileke and Hiroharu Matsueda
(Mining College, Akita Univ.)

Geology

About 90% of the surface area of Sri Lanka is covered by metamorphosed Precambrian rocks. The rest of the area (about 10%) consists of Jurassic, Miocene, pleistocene and present sedimentary formations. Fig.1 shows the localities of geological formations of Sri Lanka. The Precambrian rocks of Sri Lanka has been subdivided into three major groups by Dr.Cooray(1967) as follows;

1. Highland Series: This covers the almost entire hill country and consists of charnockites, garnet-sillimanite-gneisses, quartzites, crystalline limestones, graphite-bearing schists etc..

2. South-Western Group: This group consists of quartzites, quartz-feldspar-granulites, charnockites, migmatitic and/or granitic gneisses, pegmatites etc..

3. Vijayan Series: This series is mostly occupied by granites and gneisses.

The Precambrian rocks in Sri Lanka are belived to be formed in two separate stages. Some believes that Highland series

is older than Vijayan series, and vice-versa. Exact ages of these formations are uncertain.

Comparatively very small Jurassic sediments were deposited in the Northwestern part of the island. These consist mainly of feldspathic or arkosic sandstone, siltstone, mudstone and calcareous shales.

The Miocene age limestone formations occur mainly in Nothern part of Sri Lanka and small deposits of Miocene beds, containing limestone grit and sandstone also occur in South coast.

Pleistocene formation overlies the part of Miocene and Precambrian rocks of the island. It consists mainly of laterite and red earths.

The Recent residual and aluvial deposits contain kaolin, ball caly, brick clay (aluvial clay), gem gravels, coral etc..

The igneous rocks available in Sri Lanka are mainly pegmatite, dolerite and granites. Dolerite dykes might have intruded during Cretaceous period.

The table 1 provide the main formations in Sri Lanka. The blank between Precambrian and Jurassic formations could be explain as either no sedimentation during this period or if there were, those have been completely erroded away.

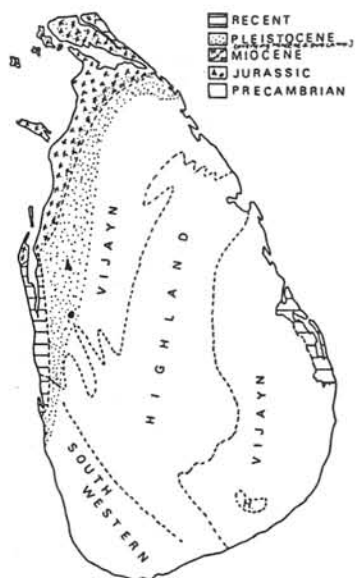


Fig. 1. Geological formations in Sri Lanka.

Table 1. Geological formations of Sri Lanka.

Period	Epoch	Formations
Quaternary	Recent	Alluvial deposits, Coral and Coastal s.s., Laterite and Red earths.
	Pleistocene	--
Tertiary	Pliocene	--
	Miocene	Limestone.
	Oligocene	--
	Eocene	--
	Paleocene	--
Cretaceous		Dolerite dykes?
Jurassic		Shales and Arkose s.s..
Triassic		--
Permian		--
Carboniferous		--
Devonian		--
Silurian		--
Ordovician		--
Cambrian		--
Precambrian		Charnockite, Metasedimentary rocks, Gneisses and Migmatite. Dolerite dykes?

MINERAL RESOURCES

The economic mineral that are present being exploited are gemstones, graphite, mineral sand (beach sand), clay, limestone, dolomite, feldspar, apatite, and quartz. The first three minerals are mainly for export while rest being used locally. The other mineral resources available in Sri Lanka are mica, peat, thorianite, wollastonite, calcite, serpentine, cordierite, limonite and magnetite. Considerable amount of mica was mined in early days. No oil or coal so far found in Sri Lanka. Fig.2 shows the locations of mineral deposits in Sri Lanka.

Gemstone: Gemstone like corundum (Sapphire, Ruby), spinel, topaz, tourmaline, garnet, zircon, quartz are available in considerable quantities in gem beds. The rare gem varieties like cordierite, andalusite, apatite, kornerupine, sinhalite, taaffeite and ekanite are also sometimes found in gem beds. Moonstone and topaz are mined from the pegmatite. Other than these two, all the other gem gravels are secondary in origin.

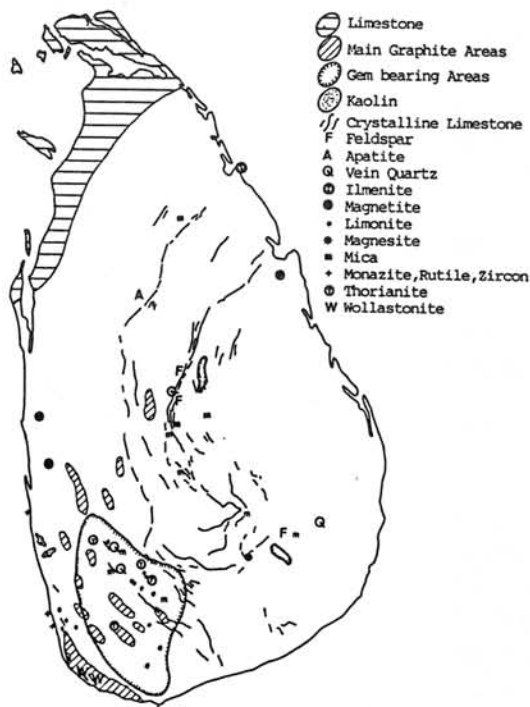


Fig. 2. Mineral resources in Sri Lanka.

Graphite: 97-99% pure crystalline graphite occur as vein type deposits in metamorphic rocks. Mode of occurrence of graphite veins is not yet confirmed. Gangue minerals closely associated with graphite are quartz, pyrite and calcite. Some believed that these veins were formed by accumulation of disseminated graphite into fissures and faults during the metamorphism, passing through boundaries.

Apatite: A large apatite deposit was discovered in carbonatite deposits of Northern Sri Lanka. The associated minerals in this complex are magnetite, spinels and rare earth minerals. The age and the mode of occurrence of this complex are uncertain. The basement rocks of this area belong to charnockitic metasedimentary rock series.

Mineral sand: Mineral sand in Sri Lanka contains high percentage of ilmenite and considerable amount of zircon, rutile, monazite, sillimanite and garnet.

Mica, Feldspar and Quartz: These minerals are mined from large pegmatite deposits. Some mica deposits are closely associated with crystalline limestone. Large deposits of silica sands are also available.

Iron Ore: Limonite and magnetite deposits are scattered in Sri Lanka. Most important one among those is the magnetite deposit in Northeastern part of Sri Lanka. The magnetite deposit is associated with pyrite, copper minerals, scapolite, apatite etc.. Northwestern, Western and Southwestern areas of Sri Lanka are mostly covered by laterite.

Others: Wollastonite occurs as small veins in the calc-gneisses and as massive coarse crystal aggregates in crystalline limestone. Considerable amounts of cordierite occur in some gneisses. Magnesite and serpentine also occur in small quantities. A few metallic minerals, mostly sulphides (pyrite, chalcopyrite etc.), are occur in the crystalline rocks as accessory minerals.

2次元レイトレーシングによる、 みずほ高原の地殻構造

名古屋大学理学部地震予知観測地域センター 伊神 燭

京都大学理学部地震予知観測地域センター 伊藤 潔

1. はじめに

Červený and Pšenčík (1981)による2次元レイトレーシングのプログラムを用いて、JARE 21により得られた人工地震観測データをもとに、みずほ高原の地殻構造を検討した。実験の概要等についてはすでにMem. Natl Inst. Polar Res. Ser. C, 16 (1984)に発表してあるのでここでは省略する。

2. SEISS1

Červený and Pšenčík (1981)による方法はSEISS1なるプログラム名で発表されている。このプログラムでは2次元の構造において、地震波の理論記象を計算することが可能である。震源としては点震源モデルを仮定した。また地震波は伝播中に屈折、反射が生じるが、ここでは反射波としてデータを取り扱い、コンラッド面、モホ面での反射波のみを計算した。屈折波は反射波の特殊な場合として扱われている。またS波については考慮をしていない。

3. 南極大陸の地殻構造

現在まで南極大陸において地殻構造探査を目的として行なわれた人工地震の地域とその結果を Table 1 に示す。参考に表面波によって求められたものも含めてある。

4. 結果

JARE 21の期間中には計19回の発破が実施された。本報告ではそのうちの規模の大きな3発の発破の結果を用いた。これらは Shot 17, Shot 18, Shot 19 と名付け、みずほ基地近傍(Z102-1)、H231、Lutzow Holm 湾で発破が行なわれた。地震計はみずほルート沿いに27点設置した。Fig.1には Shot 19により観測された地震記録を示す。最大振幅を揃えて記録を並べたため、小さな初動はこの図から読み取ることは困難である。時間軸は (震央距離)/6 s を引いた値になっている。P1 から P5 は得られた地殻構造から計算される走時曲線を示している。P1, P3, P5 はそれぞれ上部地殻、下部地殻、上部

Table 1. Comparison of crustal structure in Antarctica derived from long-range profile. Depths of the Moho determined by a surface-wave analysis are added.

Region	surface layer	P-wave velocity in km/s			depth in km	
	in km	upper crust	lower crust	upper mantle	Conrad	Moho
<u>East Antarctica</u>						
Queen Maud Land		6.0-6.2	6.6-6.8	7.9-8.0	17-20	38
Lambert Glacier		5.7-6.6	7.0-7.2	7.7-7.9	20-24	30-34
Mizuho Plateau		6.0-6.8	6.8-7.9	7.9	31	42
Surface waves						35-40
<u>West Antarctica</u>						
Antarctic Pen.	1-4	5.7-6.7	7.1	8.1	24-26	32-40
McMurdo Sound	6	6.5		8.2		22
Surface waves						25-30

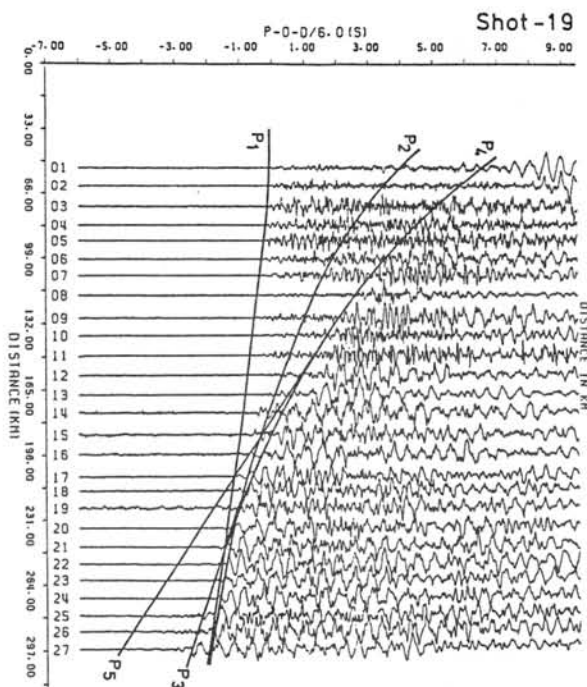


Fig.1 Record section of Shot 19. P-0 means a travel time, which is subtracted an origin time (0) from an arrival time (P). Time Axis is reduced by a velocity of 6 km/s. Each trace is normalized by the maximum amplitude. Solid lines show the calculated travel time curves from the final model, and P1 etc. attached to the curves are explained in the text.

マントルからの屈折波に相当するものであり、P2, P4 はコンラード面、モホ面からの反射波である。

理論記象を計算することにより、走時データのみならず、振幅の情報をも考慮して地殻構造の決定を行なうことができる。走時のみから求められる構造では、コンラード面、モホ面で大きな速度差を示す構造が得られるがそのような構造から計算される理論記象には大きな振幅をもった反射波があらわれてしまう。実際の観測波形(Fig.1)にはコンラード面からの顕著な反射波を認めることができない。不連続面における速度差を小さくし、反射波の振幅を押さえるためには、深さ方向に速度勾配を設ける必要がある。モホ面からの反射波は顕著な相として認めることができる。

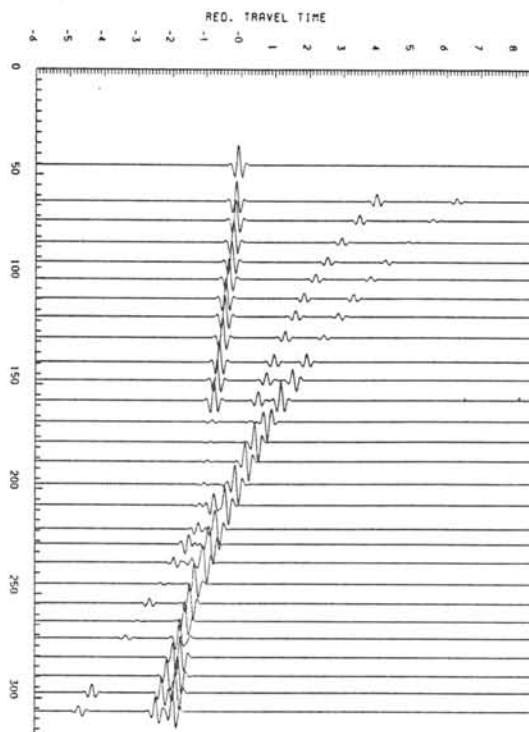


Fig.2 Synthetic seismograms for Shot 19 calculated from the final model. Shot point locates at 10 km on the distance axis.

Fig.2 は振幅を考慮に入れ、速度勾配をもつ構造より SEI S 81 を用いて計算した記象である。

調査したみずほ高原は非常に単純な構造で説明することができ、安定大陸の一部であることがわかる。コンラード面、モホ面の深さとしては、それぞれ 31 km、42 km が得られた。この結果は Kogen (1972) による、Queen Maud Land の結果に比べ下部地殻が薄く、コンラード面が深いところに存在する (Table 1)。このため下部地殻からの屈折波は、後続波としてのみ、震源距離 270 KM 以遠でしか観測することができなかった。測線長が約 30 KM 短い、すなわち、みずほ基地がもし 30 KM 現在より北に位置していたなら、コンラード面の検出は非常に困難なものになったであろう。

爆破地震動および重力から求めた みずほ高原の地殻構造

伊藤 潔 (京都大学 理学部)
伊神 輝 (名古屋大学 理学部)

1. はじめに

昭和-みずほ基地間の地殻構造が爆破地震動の実験によって求められた。この測線に沿っては重力、航空磁気などの測定も行われており、これらのデーターを合わせて解析することにより、爆破地震動観測の行われていない地域の地殻構造を推定することができる。その際に、氷床の厚さは重力異常や走時に大きな影響を与えるので非常に重要である。

今回は、爆破地震動観測で得られた構造を基に、主に重力測定の結果を用いて地殻の密度断面を求めた。その際、氷厚についてはアイスレーダーの結果を用いた。また、この得られた構造を基に重力測定の結果を用いて、Lutzw-Holm 湾、およびみずほ基地からY200までの構造を推定した。さらに、みずほ基地からやまと山脈までのCルートに沿う構造も推定した。Cルートではアイスレーダーの結果があるので、この結果と重力異常との比較を行った。

2. 基盤高度と重力異常

海上での重力のフリーエア異常が海深と良い相関があるように、高さ一定の所まで氷床があると考えたときのフリーエア異常 (Reduced Gravity anomaly (R.G.A.), Kaminuma and Mizoue(1978)) は一般に基盤高度と良い相関があると考えられる。

図1にはCルートにおける両者の相関を示す。例としてCルートを選んだのは、標高の差が小さく、データーが密であるからである。長尾(1984)はこのような相関を昭和基地周辺の露岩地域ややまと山脈の露岩について求めている。その結果と比較すると図1のばらつきは非常に大きい。すなわち、露岩地域では同じ基盤高度に対するR.G.A.のばらつきは昭和基地付近で20 mgal、やまと山脈で30 mgalであるが、図1に示すCルートでは60~70 mgalにも達する。このことは、氷床下の谷底に低密度の堆積物が厚く存在することを示唆するが、氷厚測定の精度にも疑問を抱かざるを得ない。

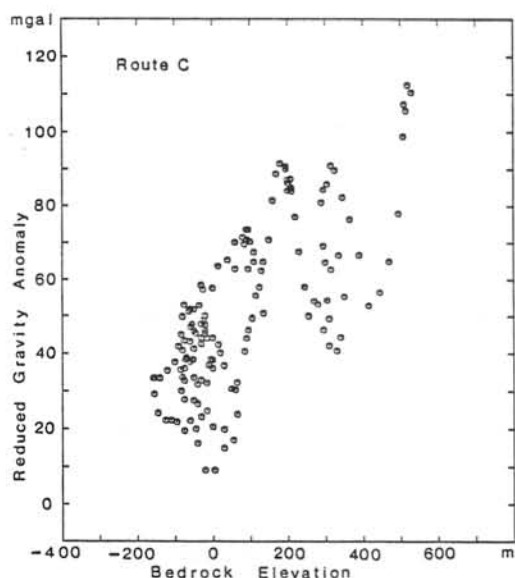


図1. Cルートにおける基盤高度とReduced Gravity Anomaly の関係。重力値はYoshida and Yoshimura (1972)、標高はShimizu(1977)で補正、基盤高度はNaruse and Yokoyama (1975)によって、Mae(1977)が求めたもの。

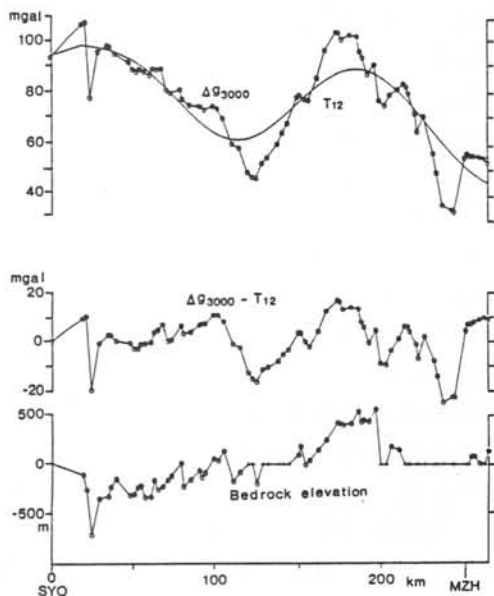


図2. 昭和-みずほ基地間(S-H-Z)の基盤高度とReduced Gravity Anomaly. 重力はAbe(1975)、基盤高度はWada et al. (1981)、Nishio et al.(1984)による。上図はR.G.A.とその12次のチェビシフ近似曲線、中図はR.G.A.の短周期成分。

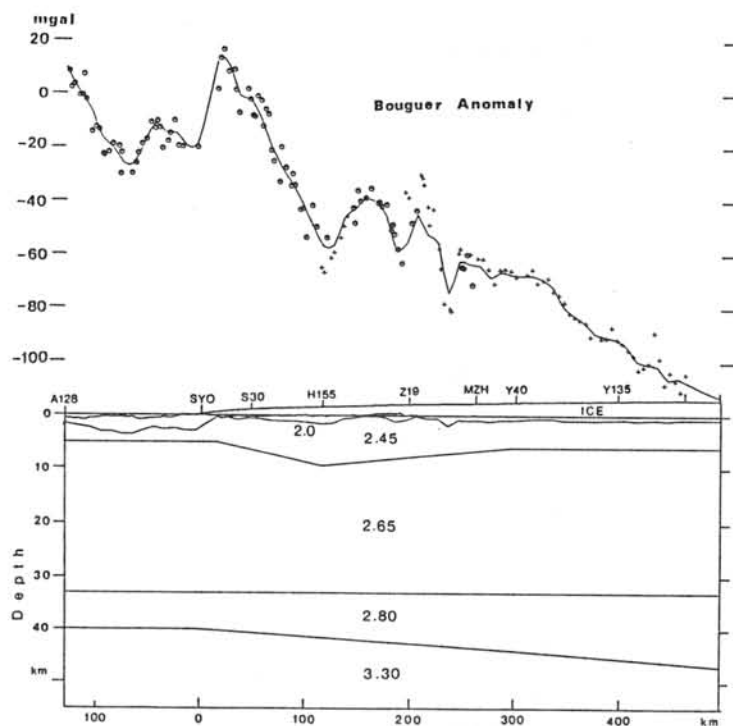


図3. 地殻構造

昭和-みずほ基地間は爆破地震動観測による構造を基にして、ブーゲ異常が合うように求めた構造断面。昭和基地より海側およびみずほ基地より、内陸側は重力のみから構造を延長して求めた。

構造図の中の数字は密度 (g/cm^3)、ブーゲ異常の+印は基盤高度を0と仮定して求めたもの。距離は昭和基地からの距離を示す。

昭和-みずほ基地間の重力は図2と同じ、海域はKaminuma and Nagao(1984)、YルートはYoshida and Yoshimura(1972)、海深のデータはMoriwaki and Yoshida(1983)による。

特に、R.G.A.が狭い谷を示している所で基盤高度との相関が悪いことは問題がある。

昭和、みずほ両基地間、S-H-Zルートでは連続記録器を備えたアイスレーダーでの測定が実施されているが、それでもエコーが観測されていない地域がある。図2には、このルートに沿う基盤高度とR.G.A.を示した。長尾(1984)は基盤高度とR.G.A.の間に弱い負の相関があることを見出した。R.G.A.と基盤高度は全体として負の相関あるように見えるが、長周期成分を取り除いた短周期成分のみを見ると、基盤高度と正の相関があるようである。このことは長周期成分はより深いところに起因する変化であることを示している。

3. 地殻構造

爆破地震動による地殻構造から重力による密度構造を決定するためには、岩石の弾性波速度と密度の関係が必要である。このために昭和基地で行われた岩盤ボーリングの試料に対して測定されたP波速度と密度の関係を参考にして、爆破観測による速度構造を密度構造に変換した。各層内での密度は一定としてその層の厚さを変えてブーゲ異常の計算値が観測値に合うような構造を試行錯誤で求めた。図3に求めた構造をブーゲ異常値と共に示す。氷床下の低密度の層はブーゲ異常の短周期変化を説明するために必要である。この層のP波速度は4km/s以下と考えられ、氷床下の存在を

爆破地震観測の屈折法で見い出すのは不可能である。

この構造を基にして、重力のみを用いて海側と内陸両方向の構造を推定した。海側には、昭和基地からLutzow-Holm湾を横切るように、内陸にはみずほ基地から南東方向Y200まで、全体としては、図3に示すように、海域から内陸にかけて600km余の断面になる。Yルート沿いではブーゲ異常の短周期変化は小さく、重力が内陸に向かって減少することがわかる。この結果は、モホ面が内陸方向に約7km深くなっていることを示している。Lutzow-Holm湾中央部の重力のへこみは低密度の厚い堆積物によると考えられる。海域での堆積層の調査が進めば、白瀬氷河口下の構造がより良くわかるであろう。

4. おわりに

みずほルート(S-H-Z)において、地殻構造がかなり詳しく調査されたが、地質などと関連させて、解釈されるためには、構造を面的に求めていく必要がある。そのためには、重力、氷厚、航空磁気などの測定をできるだけ広い範囲で実施し、その結果に基づいて、重要かつ可能なところで地震探査を実施するのがよい。今回は、みずほルートの構造を基に他の地域の構造を推定したが、氷厚の測定結果がや、不足しているようである。今後、広範囲に重力、氷厚および磁気などの測定がなされることが望まれる。

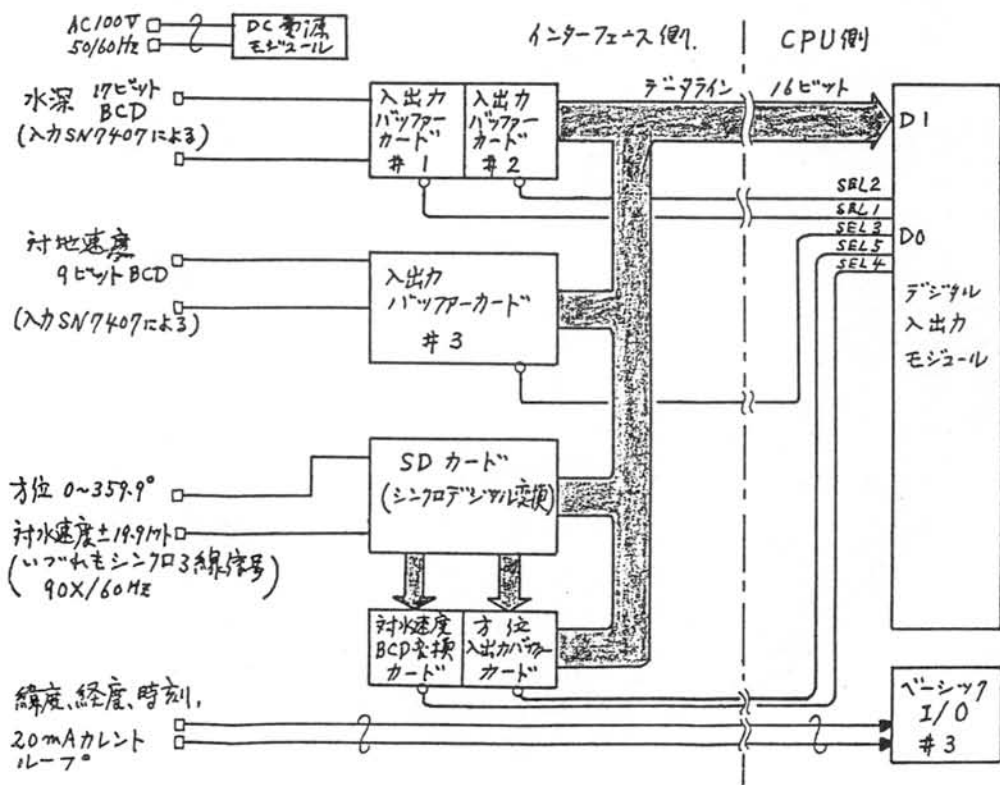
「しらせ」の Navigation Data を使った海上重力の ON-LINE 処理

瀬川 嗣朗 (東大海洋研)、神沼 克彦 (国立極地研)、福田 洋一 (弘前大理)

新科氷船しらせには、極地研、海洋研の共同開発で生まれた NIPR-ORI 海上重力計が搭載されている。しらせには、建造時より、航海情報 (Navigation Data) の ON-LINE 出力装置が備えられ、各実験室にその端末が設けられていたが、今回はじめて、それを実時間で使用するこ

ORI 重力計は、システムとして一応完成されたものとみなされる。重力計は、Eötvös 効果とフリーゲートの補正を自動的に行ない、計算でえらる正規重力を使って、重力異常値を出力する。

以上の改良にともなって、NOVA-III システムを中心とする重力処理システムも、大規模改造された。前年度までの状態は、NOVA-III (16 Kbytes)、フロッピーディスク (片面単密)、MT、プリンターから組の処理システムを構成していたが、今回は、NOVA-III CPU 2 台、フロッピーディスク 2 台、MT 1 台、プリンター 1 台の構成となり、大型化した。



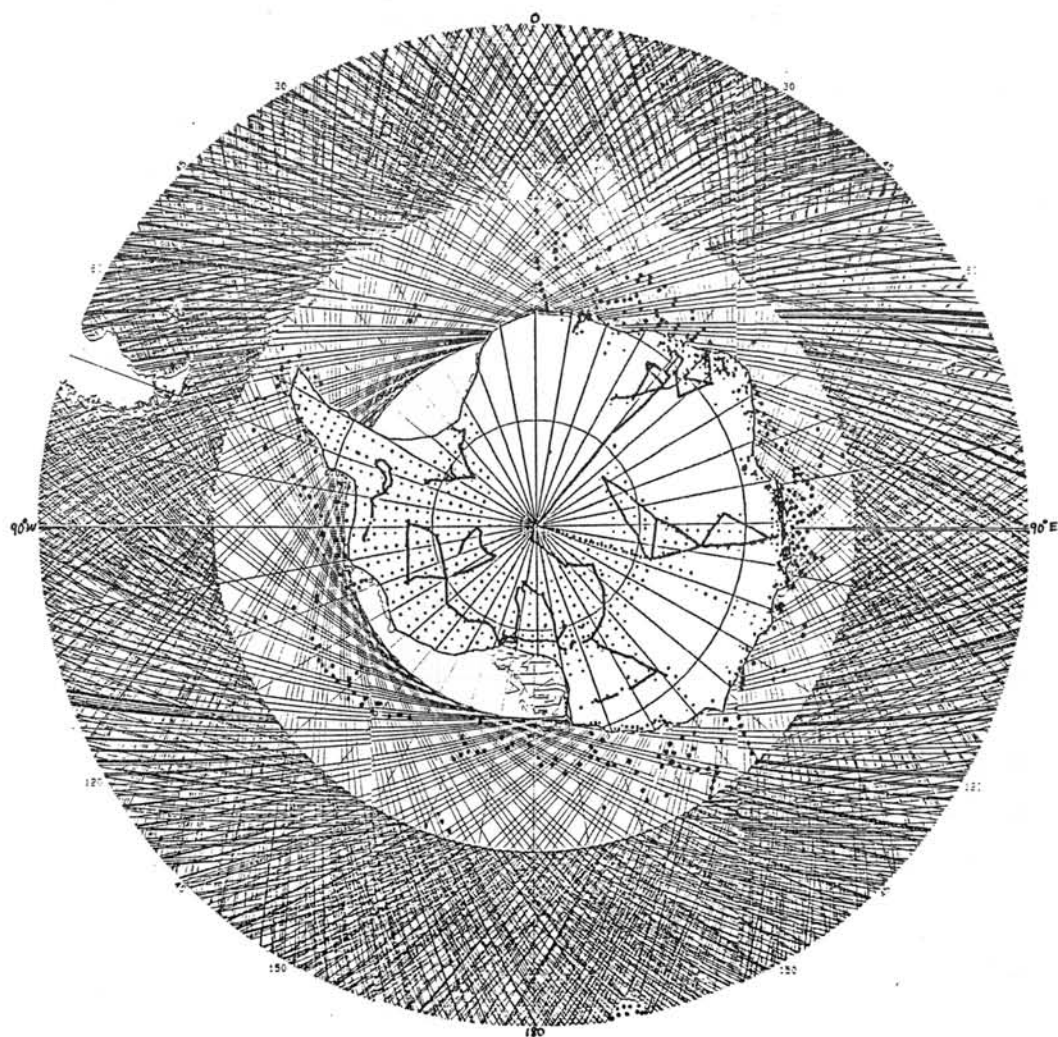
極地研発行 南極域のフリーエア重力図 (Special Map Series NO.3, 1984)
に因するいくつかのコメント

瀬川 爾朗 (東大海洋研)、松本 剛 (海洋科学技術センター)、神沼克伊 (極地研)

1. データの分布

南極域のフリーエア重力異常図は、重力異常に変換された GEOS-3 および SEASAT-1 のアルチメータデータ、船上で測定された重力異常データ、陸上で測定された重力異常データまたは、そのメッシュ平均値より描かれている。人工衛星の軌道上のアルチメータデータは、地上距離に換算して 7km 毎に与えられているが、後のページのように、ある程度

pass filter がほどこされている。データ分布図を下図に示す。南緯 45° から 65° までは、GEOS-3 と SEASAT-1 の両方のデータが採られているので、測定密度は 5~10 海里位になる。南緯 65° から 75° までは、SEASAT-1 の測定のみなので、測定密度は粗く、30 海里、場所によっては 1° ぐらゐ空白となる。下図の点および太実線は、船上または陸上重力計によっ



はかされたデータの分布である。ロス海では USNS Eltanin で測られたデータがあるが、ウエデル海とともに、データのきわめて少ないところである。東経20°から西経20°、東経50°から90°、および東経110°から140°の間にある大陸内部では、山岳地帯があることなにより、陸上データが特に少ない。重力異常図を読む場合、以上のようなデータの粗密を考慮する必要がある。

2. 重力異常の性質

この重力異常図は、フリーエア重力異常図と呼ばれているが、実際には、フリーエア異常と、いわゆる「重力乱れ」とが入りまじっている。陸上および船上でえられた異常値は

$$\text{フリーエア重力異常} = (\text{重力測定値}) + (\text{標高}$$

$$\text{に対する補正}) - (\text{正規重力})$$

という定義に従って求められている。この場合、標高に対する補正（あるいはフリーエア補正）により、重力がジオイド上の値に換算されている。一方で、地形の高さを準地球円体面上から測り、その高さ（標高とは異なる）に対する高差補正を行なうと、重力は準地球円体面上に換算され、フリーエア異常とは異なった重力異常値がえられる。この異常を重力乱れといい、

$$\begin{aligned} \text{重力乱れ} &= (\text{重力測定値}) + (\text{準地球円体面から見た高さに対する補正}) \\ &\quad - (\text{正規重力}) \end{aligned}$$

で定義される。重力乱れは、準地球円体面上における厳密なフリーエア異常とみなすことができる。

海面のアルチメータデータ（海面地形、あるいは海洋ジオイド）を、近似的に2次元平面上の値で表わし、2次元フーリエの方法でもとめた重力異常は、重力乱れである。これとフリーエア異常との違いは、ジオイドの凹凸によつてきまり、南極付近では最大±15mgal

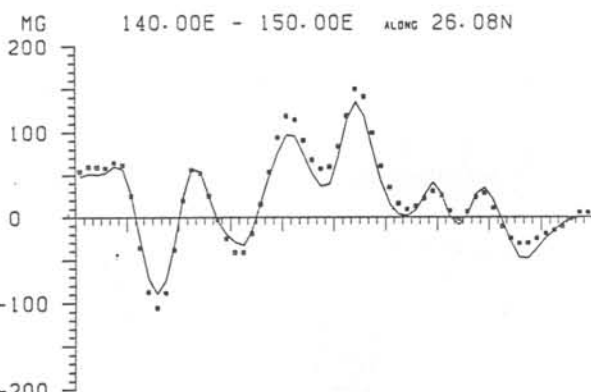
である。この差はジオイドと同じ波長で表わすもので、比較的中よやかである。発表されたフリーエア異常図は、このように性質の異なるデータから、Briggsの4次曲面の補正によつてもとめられたものである。

3. Filtering

フーリエ解析の方法によつてジオイドから重力異常をもとめると、ジオイドのわずかな短波長の誤差が拡大されて現われる。このため、えられた重力異常に対して、ある程度の Low Pass Filtering が行なわれる。実際には、 $\exp(-\frac{1}{2} \frac{D^2}{D_0^2})$ であると考えられるデジタールフィルターをほどこす。D=10海里とすると、このフィルターの伝達関数は、

$$S(\omega) = S\left(\frac{2\pi}{\lambda}\right) = S(0) \exp\left(-\left(\frac{4\pi D_0}{\lambda}\right)^2\right)$$

即ち、波長が44海里よりも短かい変化は、かなり減衰していることになる。このFilterの影響をみるために、海上重力異常と、アルチメトリから計算された重力異常のプロファイルを下図に示す。場所は、北緯26°の東西の線上で東経140°から150°までの所である。四角点が海上重力測定による値、実線がアルチメトリ重力異常である。



南極地域の測地測量について

柳沼 清一 (国土地理院)

南極地域の測地測量は、第2次観測で当初の地図作成地域である東経30°~45°沿岸部の地上測量は一段落し、引続いてセールロンダーネ山地の測量に入っている。測量地域は図に示すように露岩地域に限られているが地域により測量方法等が異なるため、露岩間の相対的対位置関係は地域によって差がある。測量方法による差異を次のように地域的に大別出来る。

- (1) 露岩単位で天文測量により基準点網を構成している地域で主にPRINCE OF AUST, 大和山脈などであるが各露岩の相対的対位置の精度は、ほとんどは太陽による天文測量の精度で決っている。
 - (2) 各露岩の基準点網が昭和基地の天測点と結合されている地域でオースティンであり、露岩の相対的対位置は最も良く決まっている地域である。しかし、昭和基地天測点と各露岩を結合した測量は閉合されているため精度の算出は出来ない。
 - (3) NN法の利用による地域、主にインゴブデ、セールロンダーネ山地などであるが、受信パス数、観測方法など、積円体の変換等により、座標の精度等が決まっている。
- 以上の(1)~(3)についての概略の相対位置関係について報告する。

前述のNN法の衛星利用による観測点の座標値の準地積円体の変換のJMRによる天測点での観測結果から、WG84-72~測地基準系1967~の変換パラメータとして次の結果が出ている。

第2次観測による(渋谷和雄氏の観測値による)

採用パス数 163パス

$$\Delta X = 292.82$$

$$\Delta Y = -227.49$$

$$\Delta Z = 29.93$$

第27次観測による

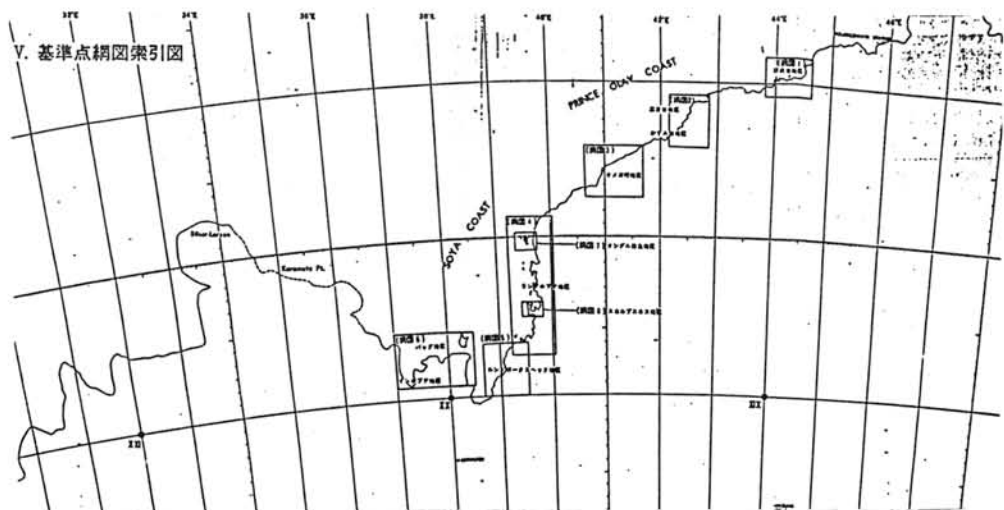
採用パス数 339パス

$$\Delta X = 293.48$$

$$\Delta Y = -227.51$$

$$\Delta Z = 33.18$$

セールロンダーネ地域のJMRによる観測結果等について報告する。



白嶺丸による東南極アメリカ棚氷沖海域の地質構造調査について

石油公団・石油開発技術センター 佐藤俊二・佐木和夫・水越育郎・徳橋秀一・須内寿男
工業技術院・地質調査所 棚橋 学 他乗船者一同

1. 調査概要

昭和59年12月19日から昭和60年2月7日の間、地質調査船「白嶺丸」により、Amery 棚氷沖の65°E～90°Eと60°S～南極大陸で囲まれる海域の海底地質調査を実施した。これは、石油公団が通商産業省より委託を受けて実施している南極周辺海域の基礎地質調査である。

調査内容及び実績は、6重畳のマルチチャンネル反射法地震探査(7測線、約2350km)、ソノブイによる屈折法地震探査(10点)、重力測定(調査期間中連続)、地磁気探査(約17000km)、地殻熱流量測定(8点)、採泥(ピストンコア7点、グラビティコア5点、スミスマッキングタイグラフ1点)、及びドレッジ(2点)である。

調査の測線及び測点は Fig.1 に示した。

2. 海底地形概要

本調査海域の海底地形概念図を Fig.2 に示した。

本海域には南極大陸から Lambert氷河が流出しており、この流出口は、Amery 棚氷から Prydz湾の大陸棚に続いている。この地域は Gondwana大陸分裂時期にできたリフトの名残であると考えられている。

Prydz湾大陸棚外縁の水深は約500mであるが、南極大陸周辺の大陸棚で普通に見られるように、陸に向かって深くなる傾向がある。また Prydz湾の東西両側には、水深200m以浅の bankが存在している。

大陸斜面の傾斜は東側のWest棚氷沖が急で、西側では緩やかになっている。

コンチネンタルライズには、乱泥流や底層流などの影響を受けた地形が広く見られる。

調査海域の北東には、北西～南東方向に延びる Kerguelen 海台の南西端があり、地形の高まりが存在する。北西方は、徐々に水深が深くなり深海平原に漸移している。

3. 調査結果概要

各データについて、現在解析作業中であることから、現時点における中間結果として述べる。

①大陸棚部分

耐氷構造を持たない白嶺丸の限界から、Amery 棚氷沖合の大陸棚は、限られた部分の調査を行ったにすぎない。

反射法地震探査記録には、南極周辺の他の大陸棚と同様に極めて強い多重反射が卓越し

ており、深部構造の読み取りはかなり困難である。

9 SMG の記録の一部を Fig.3 に示す。この記録を見ると海底下には海側にプログレードした構造が見られ、かつプログレードによって海側に傾斜した地層が海底面で削はくを受けているさらに、その下位には不整合面を介して強く褶曲を受けた地層のユニットが見られる。これらの層は、Stagg(1985)が、白亜期～中新世の浅海堆積層と推定したものに相当する。

重力フリーエア異常は、大陸棚外縁に沿った大きな正の異常が見られる。

地殻熱流量の測定を1点行ったが、水深が浅いことから、この値を大陸棚の代表値と考えることは難しいが、91.7mW/m²という高い値は、堆積層が氷山により剝削されていたことにより見掛け上高地殻熱流量になっているのかも知れない。

地磁気異常は、周辺に比べて約100nT 以上高くなっている

②大陸斜面～コンチネンタルライズ～深海平原

本海域は、Gondwana大陸分裂にともなう厚い堆積層の存在が、推定されている。

反射法地震探査記録でみると、その南方延長部が Amery棚氷中央部にあたる 4 SMG 測線では、その北端の深海平原部において海底下1.8秒(往復走時)の位置にみられる音響基盤が大陸にむかって深度を増しており、その上に厚い堆積物がのっている。この音響基盤は、ソノブイ観測によると4.7 km/sec の速度を持ち海洋地殻の Layer 2にあたるものと推

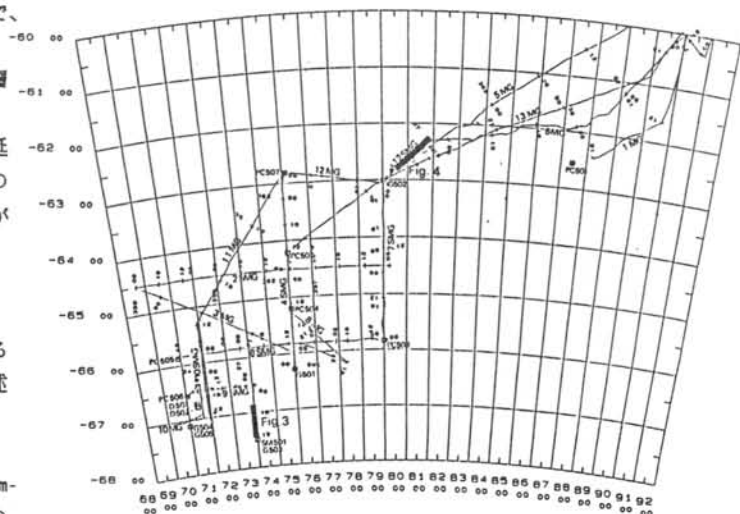


FIG. 1 測線及び測点図. S-SEISMIC. M-MAGNETIC. G-GRAVITY
PC-PISTON CORE. G-GRAVITY CORE. D-DREDGE
SM-SMITH

定される。また、その東側にある 7 SMG 測線では、北方の Kerelen 海台にむかう音響基盤の高まりと南方の南極大陸にむかう音響基盤の高まりが見られ、その間に厚い堆積物がたまっている。堆積層の上部から表層にかけては、乱泥流、底層流の影響を受けたと思われる複雑な堆積構造が見られる。

重力フリーエア異常は、コンチネンタルライズ部では概して南極大陸にいくにつれ正から負へ変化している。これは、基盤が陸側にむかって深くなっていくことと矛盾しない。また、北北西～南南東につらなる負の異常の帯が存在する。

地磁気異常は、数100nT 以下の小さいものが主で、地下構造以外に原因を持つ短周期のものが卓越している。

地殻熱流量は、40～50mW/m²程度と世界平均に比べ、やや低い値である。

③ Kerguelen 海台付近

本調査の地震探査測線は、Kerguelen 海台の南西端付近をカバーしているにすぎないが、その一部を Fig.4 に示した。この付近では音響基盤は海底面近くまで上昇してきており、その上位には内部反射の少ない層が特徴的に見られる。音響基盤内には部分的に層理の見られる箇所があり、この音響基盤が堆積岩よりなっていることを示している。Houtz et al (1977)によると、上部白亜期以前の堆積層であることが推定される。

フリーエア重力異常、磁気異常とも、地形の複雑さに対応したような異常が見られる。

— 参考文献 —

Stagg, H.M.J (1985): Tectonophysics, 114, pp315 - 340

Houtz, R.E., Hayes, D.E. and Markl, R.G, (1977)
: Marine Geology, 25, pp95 - 130

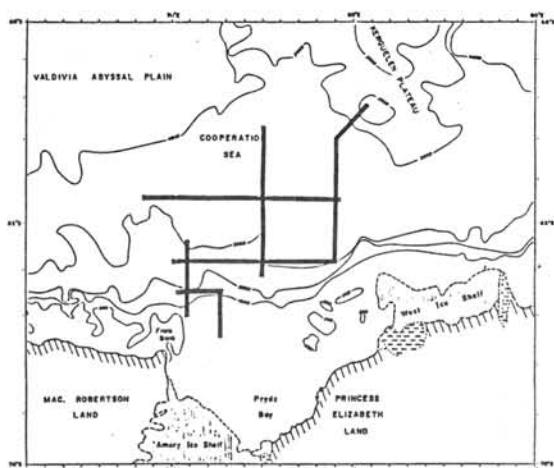


FIG. 2 海底地形概略図。太い実線は反射法地震探査測線。

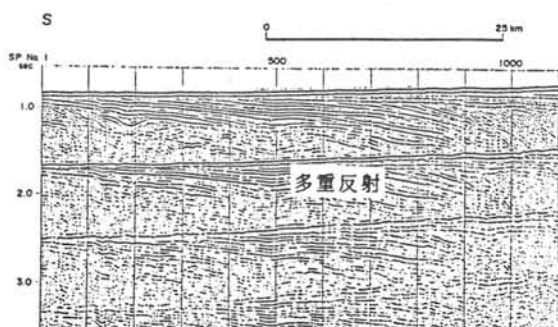


FIG. 3 LINE 9SMG (NEAR TRACE SECTION)

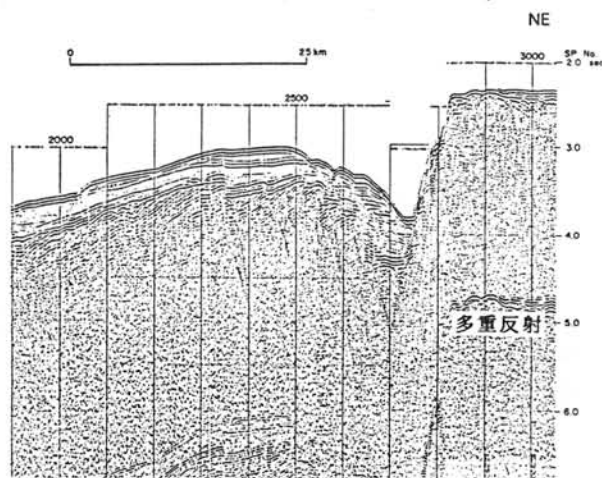


FIG. 4 LINE 12SMG (NEAR TRACE SECTION)

南大洋の海洋底掘削 — ODP の1986-1987の計画について —

木下肇 (千葉大・理)

神沼克伊 (極地研)

国際深海掘削 (Ocean Drilling Project) はすでに5航海目に入っており、1986年末からは南大洋での掘削が予定されている。ODPの国内連絡委員会は関係者を通じ、proposalを求めているが、南大洋に関する反応は十分とはいえない。

南大洋での掘削は南極プレートの構造、底層流の南極大陸周辺への循環、海洋底での氷河堆積物と南極氷床の形成史、南極の気候変動など山積する基本的問題の解明となるので、一人でも多くの研究者の参加が望まれる。

現在予定されている航海は次の通りである。

年	月	地域
1987	1~2	ウェッデル海
1987	3~4	亜南極
1987	11~12	ケルゲレン I
1988	1~2	ケルゲレン II

各掘削地点は現在それぞれの proposal に基づき、南大洋パネル (SOP)、インド洋パネル (IOP) などで検討中である。ウェッデル海やその北側のスコチアプレート周辺の掘削に重点を置いた亜南極の掘削地点は図1に示したような地点が候補にあがっている。亜南極圏では、最近新しい掘削地点として、アフリカ、南アメリカ、南極プレートの三重合点付近が提案された(図2)。

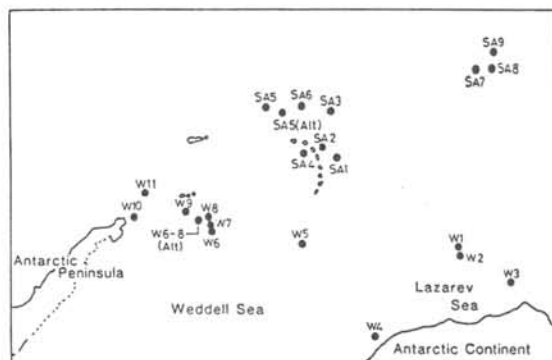


図1 ウェッデル海、亜南極の掘削提案地点

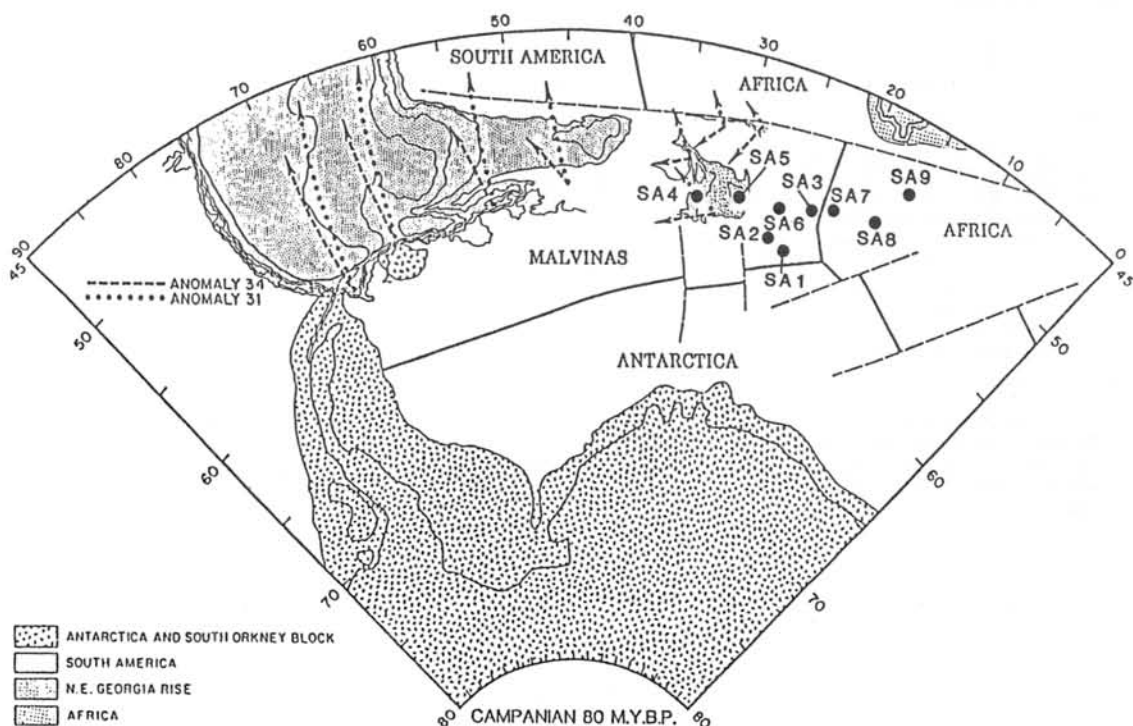


図2 亜南極圏の新しい掘削提案地点

ケルゲレン島南域ではアメリー棚氷の沖合での掘削が提案されている（図3）。



図3 ケルゲレン海域

実際の掘削地点については、地震探査をはじめとするその付近の地学的情報が、必要である。南大洋に関しては、全体にこの site survey の情報が少ない。アメリカ、西ドイツ、ノルウェーなどではODPの掘削を意識した海洋観測が南極観測の一環として実施されている。日本の白嶺丸の調査結果は、その意味で現在最も注目されているデータの一つである。

掘削地点の地球物理情報を得るという観点からは、掘削地点にはあまりこだわらないでも必要な観測が実施できる。ウェッデル海の掘削について、downhole measurements を提案したが、その概略は以下の通りである。

Geophysical conditions of the topmost part of lithospheric plate in the Weddell Sea, Antarctic region

Proposed Site: 5 holes to be drilled through beyond layer 2A in the abyssal plain of the Weddell Sea

General area: Subantarctic ocean between Droning Maud Land and South Sandwich Fracture zone

Position:

Hole	Latitude	Longitude	Water depth
WD1	69 00'S	29 30'W	4200 meters
WD2	67 00	1 00	4500
WD3	63 30	14 00	4800
WD4	65 00	37 15	4800
WD5	66 00	20 00	4900

(Alternate site: W1 through W5 proposed by J. LaBreque.)

General objective: Heat flow, subbottom water circulation and downhole magnetic field variation.

Special requirement: None.

Proponent: Kaminuma, K. and Shibuya, K., Nat. Inst. Polar Res., Japan
Kinoshita, H., Chiba university, Japan
Kobayashi, K., Ovean Res. Inst., Univ. Tokyo, Japan

Scientific objectives:

1. If Weddell Sea is formed by opening at MOR or by back-arc activities?
2. Nature of basement layer; Whether it belongs to Antarctic shield or to abyssal plain.
3. The age, feature of multiple intrusion of lower crustal material, and paleoposition of the Weddell Sea relative to Antarctica since Cretaceous.
4. Comparative study with typical inland seas, such as Japan Sea, in reference to;
 - a) Vagure magnetic anomaly patterns.
 - b) Smooth free air gravity anomaly within the basin.
 - c) High and scattered heat flow.
 - d) Comparatively low upper mantle velocity.
 - e) Apparent absence of tuffaceous layer in the Weddell Sea.

Main results:

Fine bathymetric, gravimetric, magnetic and heat flow studies in the proposed area have revealed that the basin is characterized either by back arc basin type origin or by very rapid opening of the sea floor accompanied by scattered multiple lave intrusions in the wide area of the basin. This results in a formation of the basin within a comparatively short period of geologic time.

エレバス山とその周辺の定常的地震活動と異常活動

馬場めぐみ (千葉大・理)

神沼克伊 (極地研)

網野順 (富山大・理)

最近5年余りの観測によると、エレバス山とその周辺の地域では、その火山活動に関連する微小地震活動が数多く発生している。これは、エレバス山の火山活動が活発であることを示しているといえる。それは、山頂火口内に、溶岩湖が1972年以来存在が確認されてきていたことからわかる。

溶岩湖が、最近数年間同じような状態を保っていたのは、火口下数kmにあると推定されるマグマ溜りからのエネルギーの供給が常にあったためと思われる。このエネルギーの供給は、マグマの移動、或いは対流によって行

なわれると推定される。そして、マグマの移動・対流に伴い、定常的に微小地震が起こってきた。

ところが、1984年9月13日から、今までになく大きな新しい噴火活動が始まった。この活動では、溶岩湖の高さも大幅に変動した模様であり、最近数年にわたる観測期間中の定常的活動に比較して、著しく活発な活動である。

新しい噴火活動とともに起こった地震は、それまでの音波を伴ったいわゆる爆発地震と同様に火口直下に起こっているようであるが、

個々の地震のエネルギーは、それまでとくらべ非常に大きい。それは、山頂から南へ40km程離れたスコット基地で今までのエレバス山の火山性地震が無感であったのにくらべ、有感であったことからわかる。

この噴火活動に先立つ約2年半の間に起こった主な地震の震源分布を左図に示した。これらの地震の震源は、全て走時残差0.5秒以内、水平・垂直誤差3km以内のものである。この図から、定常的な地震活動が主に火口付近とその周辺数kmの範囲に起こっていることがわかる。また、どちらかというとなり側山腹下の活動の方が活発なようである。

この1982年2月から1984年7月の期間の定常的地震活動について、震源分布、スペクトル解析等、色々な面から、1984年9月の噴火への関連を含め、異常活動の識別を試みる。

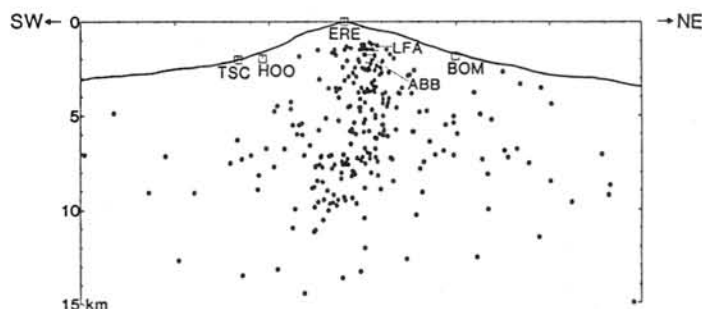
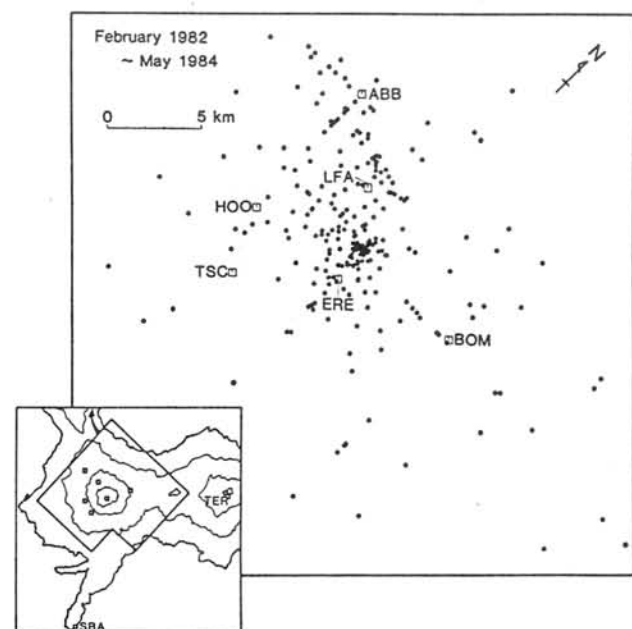


図 1982年2月～1984年5月に起こった主な地震の震源分布

エレバス山の群発地震活動

神沼克伊 (極地研)

馬場めぐみ (千葉大・理)

網野順 (富山大・理)

エレバス山のある南極・ロス島周辺はseismicityの低い南極プレートの中では、活火山が存在するためであろうが、異常ともいえるほど微小地震や極微小地震の活動が活発な地域である。1980年以来実施されている「エレバス火山国際地震研究 (IMESS)」により、この地域のseismicityが明らかにされつつある。エレバス山を中心とする地域のbackground seismicityは、現在までのところ、次のように推定されている。

1. 20~100回/日程度の地震活動が定常的に起こっている。
2. 発生する地震の50%前後が火口付近に集中し、山頂北側には南北に数km延びる、地震帯が認められる。
3. 1日200回以上の地震の群発が年に10回程度は発生する。
4. エレバス山はストロンボリ型の噴火を1日に数回程度繰り返しており、噴火に伴う爆発地震も起こっている。

1982~1984年の約30ヶ月の間に、1日250回以上の地震が発生した群発地震は16回を数える。そのうち7回は、6月、7月という太陽電池の消耗により観測点がほとんど働かず、1~2点の記録しか得られていない時期に起きている。また全観測点が正常に稼働している時に起こった群発地震でも、個々の地震が小さいので、その震源決定ができない場合が多い。

ここでは地震の数、発生パターン、石本-飯田の“m”について16回の群発地震の特徴を求めた。図に示した群発地震のうち82-Aは $m=2.42$ という大きな値から明らかに(震源が浅い)火山性の地震、82-Cは発生パターンや震源分布から火山活動に直接関係のない地震と推定される。

エレバス山は1984年9月13日から新しい噴火活動を開始したが、その前兆的な活動として考えられるのが、84-B、84-Fなどである。噴火の始まった1984年代に入り、地震活動が一段と活発になっている。

DAILY NUMBER OF EARTHQUAKES

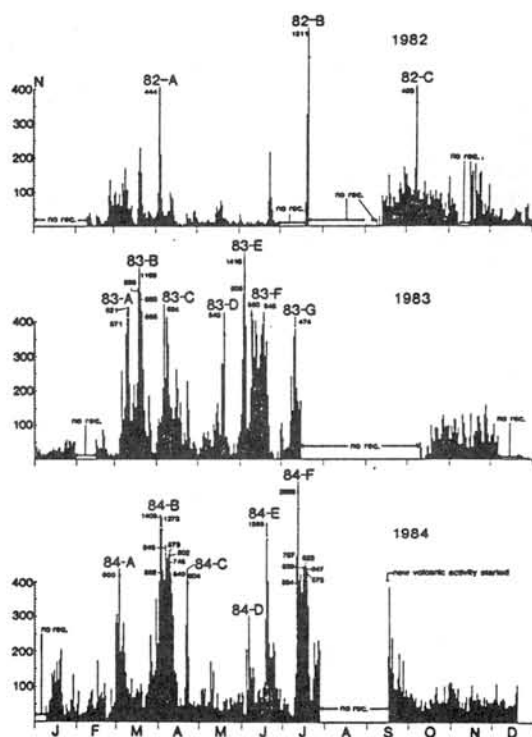


図 1982~1984年のエレバス山周辺の地震の日別頻度分布。1日250回以上の群発地震を82-A、82-B、...などで示した。

LIST OF EARTHQUAKE SWARMS IN 1982 - 1984

SWARM NO.	PERIOD	DURATION TIME (HOURS)	TOTAL NUMBER OF EARTHQUAKES	AVERAGE NUMBER PER HOUR	"m" VALUE	REMARKS
82-A	FROM 2000 APR. 02 TO 2300 APR. 04, 82	51	725	14	2.42	VOLCANIC
B	FROM 1200 JULY 20 TO 1100 JULY 22, 82	47	1734	37	1.76	
C	FROM 0200 OCT. 08 TO 1500 OCT. 09, 82	37	780	21	1.80	NON VOLCANIC
83-A	FROM 1000 MAR. 06 TO 1400 MAR. 12, 83	148	2214	15	1.99	
B	FROM 1600 MAR. 17 TO 0400 MAR. 23, 83	132	3958	30	2.06	
C	FROM 0500 APR. 05 TO 1700 APR. 16, 83	276	3108	11	1.70	
D	FROM 1400 MAY 18 TO 2100 MAY 20, 83	55	1028	19	1.42	
E	FROM 0500 JUNE 02 TO 1900 JUNE 05, 83	86	2869	33	1.76	
F	FROM 0400 JUNE 08 TO 1700 JUNE 21, 83	325	4997	15	1.74	
G	FROM 0100 JULY 09 TO 1100 JULY 13, 83	106	1324	12	1.43	
84-A	FROM 0100 FEB. 29 TO 1900 MAR. 07, 84	186	2329	13	1.89	
B	FROM 0300 MAR. 29 TO 0800 APR. 13, 84	365	9601	26	2.42	FORERUNNING
C	FROM 1200 APR. 21 TO 1800 APR. 23, 84	54	1007	19	1.93	
D	FROM 0100 JUNE 04 TO 0500 JUNE 07, 84	76	845	11	1.77	
E	FROM 1000 JUNE 18 TO 1900 JUNE 26, 84	201	3088	15	1.76	
F	FROM 0800 JULY 10 TO 0500 JULY 21, 84	261	7994	31	1.97	FORERUNNING

表 1982~1984年に起こった群発地震

エレバス山の火山性微動

網野 順 神沼 克伊 馬場めぐみ
(富山大・理) (極地研) (千葉大・理)

活発に活動する火山では、連続的に、あるいは個々に孤立した震動現象が観測されることがある。これらの現象は一般に火山性微動と呼ばれ、過去、多くの火山でその報告がされている。エレバス山においてもこの種の微動が観測されている。

IMESSによって得られた1982年からの記録において、エレバス山で観測された火山性微動は以下の様に、

1. 夕々の消長はあるが、ほぼ定常的に認められる火山性微動
2. 群発地震と微動の発生が時期的に関連していると思われる火山性微動と、分類することができる。

定常的に観測される火山性微動では、周期約0.1~0.2秒で継続時間が1~3分の微動、周期約0.5~1秒で継続時間が0.5~2分の紡錘形をした微動、周期約1秒で10秒以下しか継続しない紡錘形をした微動などが観測されている。微動の発生の頻度は、1日に0~数回とその変動の幅が狭い。これらの定常的な火山性微動は、エレバス山の定常活動と関係している可能性がある。

群発地震時の火山性微動では、1982年10月8日の群発地震(82-C)と、1983年4月6日から4月8日にかけての群発地震(83-C)とに際し、火山性微動が観測された。

82-Cの時には、周期約0.2秒の短周期の微動と、周期約1秒の長周期の微動が観測された。短周期の微動は、群発地震の発生とほぼ同時に発生しはじめ、振幅を変化させながら約30時間に渡って断続的に発生した。長周期の微動は、8日の22時頃から約1時間、連続的に発生した。

83-Cの時には、周期約7秒の長周期の連続した微動が観測された(図1)。この微動は約2日間続いた。この微動の1時間ごとの振幅の変化と、その時間にエレバス山で起った地震の数を図2に示す。6日の2時頃より地震数が増えはじめ、18時頃一端減少すると、微

動の振幅が増大した。そして7日の6時頃最大となった。以後次第に振幅が小さくなると再び18時頃から地震数が増えはじめる。以上から、この微動は明らかに群発地震活動と関連している。



図1 群発地震・83-Cの時に観測された火山性微動

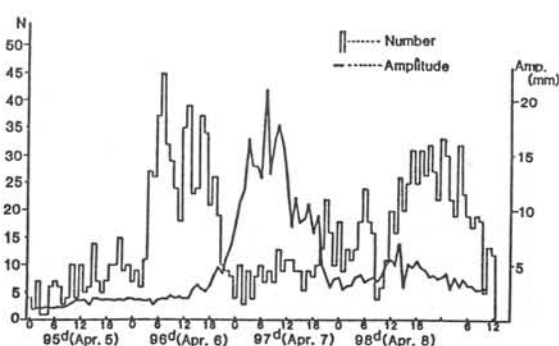


図2 群発地震・83-Cの1時間ごとの地震数と、その時に観測された火山性微動の振幅

船木 実 (極地研) P. J. Wasilewski (NASA, GSFC) 永田 武 (極地研)

1. はじめに

リュツオホルム湾岸から採集された岩石の古地磁気学的研究は、清水 永田 (1960) 以来いくつかあるが、いずれも資料数が少なく、また地質構造との関係など不明瞭な点もあり、種々の問題が残っている。しかし自然残留磁気 (NRM) を獲得したと推定される古生代初期 (~500 m. a.) の NRM の方向は伏角 58.0 度 偏角 335.7 度で、見掛けの磁極の位置 (VGP) は南緯 19 度 東経 13 度付近と推定される。

JARE-25 夏隊で我々はリュツオホルム湾及びセールロンダーネ山脈から合計 1125 個の古地磁気用岩石を採集した。これらの試料のうち東オングル、西オングル島の試料についての NRM の方向を測定したのでその概略について報告する。

2. 測定結果

代表的な試料については、5000e まで交流消磁を行い、NRM の安定性を調べた。また全試料について、1000e で交流消磁を行った。次に 立待ち岬 (EON-7) と見晴らし岩 (EON-1) の試料については、NRM の熱消磁を 800 度 C まで行った。岩石磁気学的な測定は現在進行中である。現在までに得られた結果は次の通りである。

1. この地域の岩石の多くは、現在の地球磁場方向 (-65.4 度, 46.0 度 W) の NRM を持つ。1000e で交流消磁することにより、NRM の方向は散在するが、その多くは水平方向の NRM となる。
2. 熱消磁の結果、多くの試料は 280 ~ 380 度で NRM の急激な変化が認められ、磁硫鉄鉱が関与している可能性が大きい。特に EON-7 の磁硫鉄鉱脈付近から採集した試料の NRM の強度の変化は図 1 に示すように大きい。
3. EON-1 に貫入する Pegmatite や 西オングル島の Amphibolite の一部は現在の地球磁場と逆方向の NRM を持ち、その方向は今まで報告されたこの地域の古生代初期のものに近い。図 2 はこの様子を示したもので、A は清水 永田 (1960)、B は EON-7 の NRM の平均の方向、及び 95% の確率の範囲、それに四角で示される Amphibolite の逆滞磁の NRM の方向、を示したものである。このことから A、B は 95% の範囲で同方向であり、同時期の NRM 獲得の可能性を示す。

図 1. EON-7 の熱消磁曲線

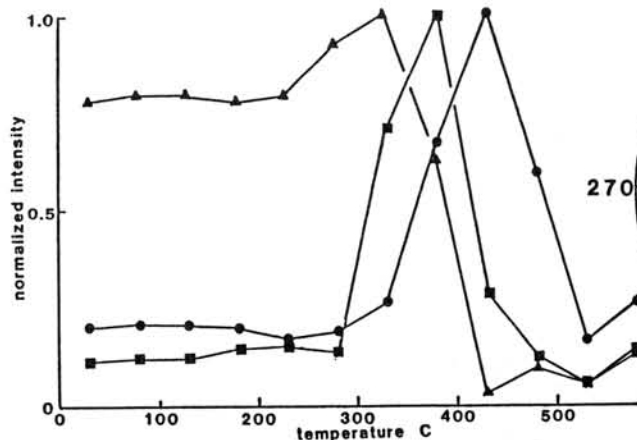
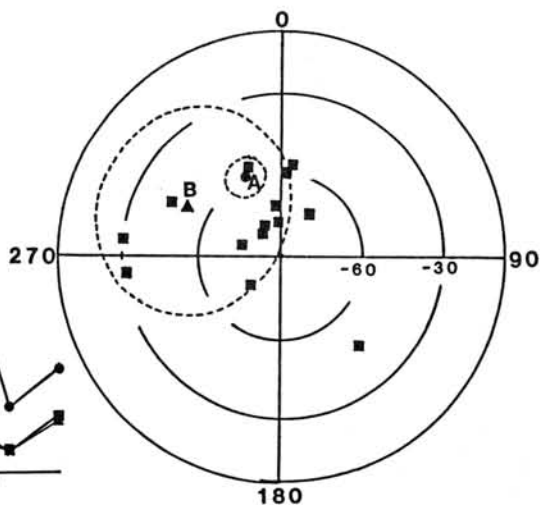


図 2. 古生代初期の NRM の方向



極地域の古地球磁場強度

酒井英男・広岡公夫（富山大・理）
船木實（極地研）

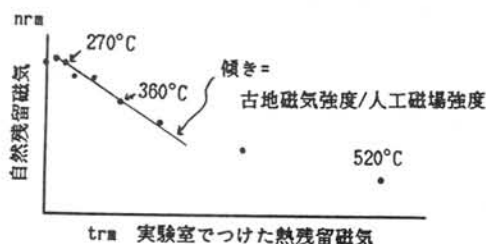
地磁気の過去における変動,例えば地磁気の逆転,地磁気双極子・非双極子の特性の時間変化を探るためには地磁気方向とともに強度のデータも必要となる。従来の地磁気強度の研究は対象が過去一万年間(考古時代)に集中しており地質時代のデータは少ない。更に,今までえられているデータはヨーロッパ・アメリカ・日本などの中緯度地域からのものが殆どであり高緯度地域のデータは非常に少ない。地球磁場の全体像を探るには高緯度地域の古地磁気強度も調べなくてはならない。南極における古地磁気強度の研究としてはJ.C. Briden(1966)によるVictoria ValleyのFerrardolerite(162my)からの結果($F=0.1190e$)があるのみである。今回,マクマードランドのハットポイント半島,ロイズ岬,およびテイラー谷から採集されたいわゆるマクマード火山岩類を用いて2.9Maから0.5Maまでの極地域における地磁気強度を調べた。これらの岩石試料の古地磁気方向の研究はFunaki(1983)により既に報告されている。

地磁気強度を求める手法としてThellier法と称される方法が一般に使われている。これは,(A)自然残留磁気の温度,T,での熱消磁,と(B)人工磁場のもとで同じ温度,T,でつけた熱残留磁気,の比から自然残留磁気獲得時の地磁気強度を求めるのである。右に示したように(A),(B)の線形関係から強度を求めるが今回の試料ではThellier法が適用できないものが半数以上をしめた。自発磁化・自然残留磁化の抗磁力・磁化強度からみると含まれる磁性鉱物は主にpseudo

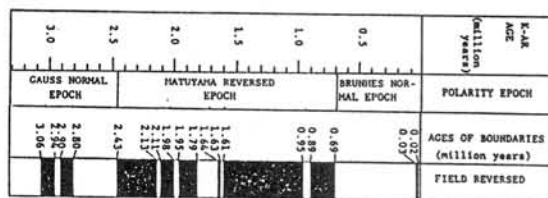
single domain粒子だと思われる。そうした構造や他の岩石磁気的性質と実験の成・不成功の相関をみたがはっきりした結果は今の所,得られていない。

Thellier法に修正を加え,従来の手法で結果が得られなかった試料を主に用いて方法の適用を試みた。改良点は(1)各測定の前に2000eまでの交流消磁を加えたことと,(2)化学消磁法の適用である。これらの改良により新たに数個の結果をえた。(1)の改良法で新たに得られた値は従来の手法のものより高い地磁気強度になる傾向が認められた。今回修正した手法が効果的だったことは熱残留磁化以外の二次的磁化の付着が自然残留磁気と熱残留磁気の線形関係を妨げていたためと考えられる。

今まで得られた古地磁気強度を下のヒストグラムに示した。全体としてこれらの火山岩類が噴出した頃(0.5-2.9Ma)の南極における地磁気強度は現在の値より低かったと考えられる。



Thellier法の実験例



① Taylor Valley (2.9m.y.)

Funaki(1983)

② Black Knob (0.43m.y.)

③ Southwest of Black Knob (0.58m.y.)

④ Fortress Rock, Second Crater,

Near Scott Hut

⑤ Cape Royds (0.68m.y.)

⑥ Half Moon Crater (1.0m.y.)

⑦ Observation Hill (1.18m.y.)

⑧

⑨

⑩

⑪

⑫

⑬

⑭

⑮

⑯

⑰

⑱

⑲

⑳

㉑

㉒

㉓

㉔

㉕

㉖

㉗

㉘

㉙

㉚

㉛

㉜

㉝

㉞

㉟

㊱

㊲

㊳

㊴

㊵

㊶

㊷

㊸

㊹

㊺

㊻

㊼

㊽

㊾

㊿

0

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

101

102

103

104

105

106

107

108

109

110

111

112

113

114

115

116

117

118

119

120

121

122

123

124

125

126

127

128

129

130

131

132

133

134

135

136

137

138

139

140

141

142

143

144

145

146

147

148

149

150

151

152

153

154

155

156

157

158

159

160

161

162

163

164

165

166

167

168

169

170

171

172

173

174

175

176

177

178

179

180

181

182

183

184

185

186

187

188

189

190

191

192

193

194

195

リュツオ・ホルム湾の地磁気異常

帯刀 薫 (東海大・理)

渋谷 和雄 (極地研)

神沼 克伊 (極地研)

JARE 21及びJARE 22において、リュツオ・ホルム湾の航空磁気測量が行なわれた。得られた全磁力データをもとに1500~3000ft及び5000ftの異なる計測高度での磁気異常分布図を作成し、海底地形を参考にして地質構造の解析を試みた。

地磁気の短時間変動のデータは昭和基地でのフラックス・ゲート磁力計の三成分から合成された全磁力値を用いた。

観測された全磁力データからIGRFモデルと短時間変動を引いた残差を磁気異常とみなした。サンプリング間隔は1.2秒、1.6秒、2.0秒の3種類あり内挿法で空間的なサンプリング間隔を200mに統一した。磁気異常のprofileは目視により明らかなエラーデータを除いた後、地図上に重ね、50 nT間隔で、hand-contouringを行なった。図1に上記の磁気異

常を求める過程をFlight・No 8を例に示す。図2は contouring の結果であるが、全体の傾向-100 nTに重なって、正の異常がみられるのはパッダ島、かなめ島、オングル諸島の南方、及び弁天島の南西域で、とりわけ顕著なのは面積は小さいが振幅の大きいヤルトオイ島、広範囲にわたる白瀬氷河東岸域である。負の異常がスカルスネス、ラングホブデ、及びデュープビカなどである。

同様の方法による解析で得られた5000ftの磁気異常図では、変化の激しい地域の異常はならされ、異常値は全体的に小さくなる。しかし、全体の傾向は図2とほぼ一致し、スカルスネス以北の地域の負の異常と白瀬氷河東岸の正の異常はやはり顕著である。以上の磁気異常の全体的傾向と海底地形を考慮して、地質構造の特徴を考えていきたい。

図1 磁気異常を求める過程

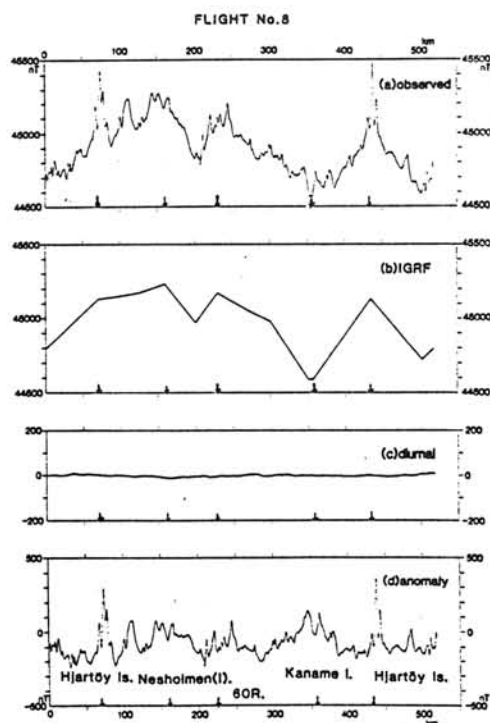
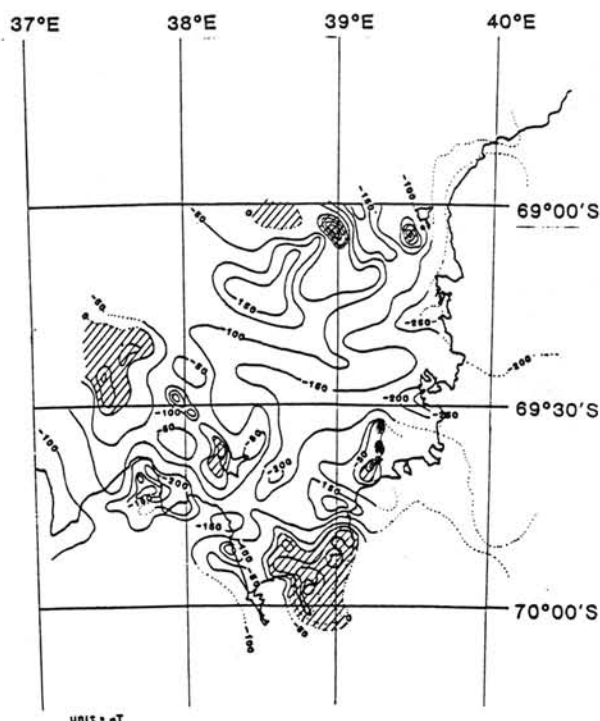


図2 磁気異常の contouring map



南極域地殻磁気異常図の作製

— 平均電離層磁場補正法の極域への適用 —

竹中 潤
(千葉大・理)

柳沢正久
(宇宙研)

藤井良一
(極地研)

これまでに南極域の地殻磁気異常について行われてきた研究 (Ritzwoller & Bentley, 1983) では、擾乱磁場の影響を除くためにデータの選択条件を厳しくし (地磁気擾乱指数 $K_p \leq 1$ が6時間以上続く時のみ)、プロファイルごとに2次関数のあてはめを行い、更に振幅に制限を与えていた。このため各プロファイルごとのデータの質は良くなったと思われるが、全体のデータ数は少なく (88パス)、異常図の信頼性は低い。

そこで本研究では Yanagisawa & Kono (1985) が中低緯度 ($\pm 50^\circ$ 以内) について開発した平均電離層磁場補正法を南極域 (40° S 以南) について適用してみた。データは MAGSAT の全飛行期間にほぼ近い 1979年11月1日から1980年5月12日までのもののうち $K_p \leq 2$ の期間を全て (1790パス) 使用し、観測データから主磁場モデル GSFC12/83 (Langel & Estes, 1985) を引き去り、残差データとした。次にこの残差データを地磁気地方時 (4時間毎)、地磁気緯度 (1° 毎)、 K_p 値 ($0 \sim 2$ の7段階) で分けて平均化し、それぞれについて図1に示す様な擾乱磁場モデルを得た。そして残差データからこのモデルを差し引き、これを補正済みデータとし、 $3^\circ \times 3^\circ$ メッシュ内で平均して図2のような地殻磁気異常図を得た。

データの選択条件は甘く、擾乱磁場モデルも簡単なものであるにもかかわらず、図2は Ritzwoller & Bentley (1983) の得た異常図とよく合っている。更に擾乱磁場モデルを詳細に求めれば、より信頼性の高い異常図が得られると期待される。

References

Langel, R.A. & R.H. Estes (1985) J. Geophys. Res., 90, 2495-2509.

Ritzwoller, M.H. & C.R. Bentley (1983) Antarctic Earth Science, 504-507, Cambridge Univ. Press.

Yanagisawa, M. & M. Kono (1985) J. Geophys. Res., 90, 2527-2536.

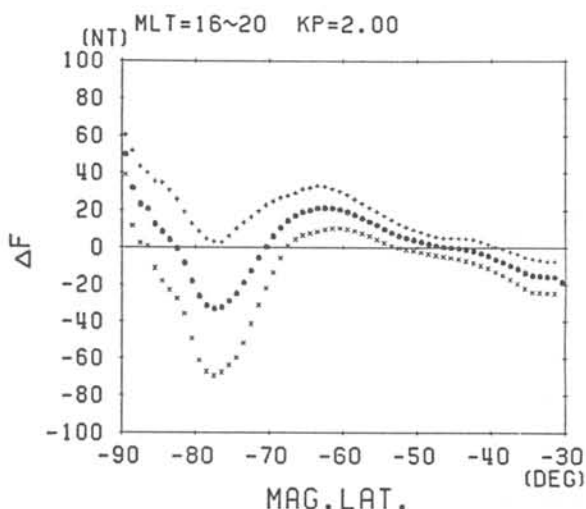


図1. 平均擾乱磁場モデルの一例
(MLT=16~20h, $K_p=2$ の場合。中央のプロットは平均値、上下は $\pm \sigma$)

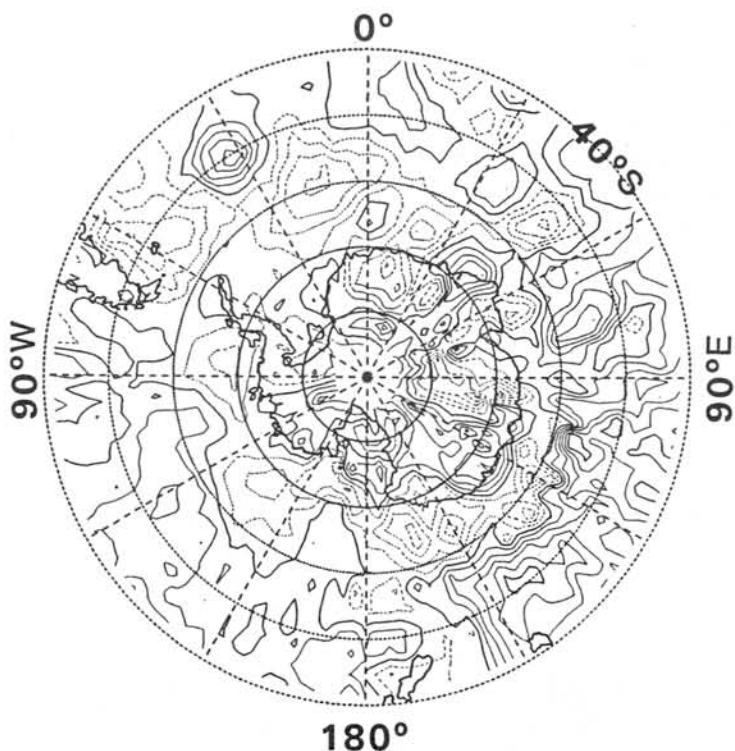


図2. 40° S 以南の地殻磁気異常
(コンター間隔は2nT, 破線は負の値)

SEASATによる昭和基地周辺の氷床地形

梶川 優子 (東海大・理)

渋谷 和雄 (極地研)

瀬川 爾朗 (東大・海洋研)

南極において地上測量を広域にわたって行うことは極めて困難であり、此れ迄に発表されている広範囲での南極地形図 (例えば、Budd et al, 1971) は、コンター間隔が500mである。

これに対し、衛星搭載のレーダー高度計のデータを用いると、地上における観測に比べて空間的に高密度のデータが得られるので、表面高度を精度良く推定できるものと期待される。また短期間にデータが取得できるので氷の動きに対する補正を必要としないことが利点としてあげられる。

我々は SEASAT-1 (1978年6月28日~10月10日) のレーダー高度データを用い東南極域 (30° E~ 80° E) の大陸氷床地形を求めたので報告する。

図1は、軌道番号492下の氷床高度の変化を示したもので、高度が500m以上の傾斜がゆるやかな (5×10^{-3} 以下) 領域においては、高度変化を比較的忠実に表しているものと考えられる。軌道に沿ってのデータ間隔は約7km、また隣合う軌道の間隔は50~100kmである。これら81本の軌道による約13,000点の高度データの分布より $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ 間隔の格子点上での高度値を補間法で発生させ等高線を描いた。氷床表面の傾斜により生じる誤差、位置決定のあいまいさなどの制約によりコンター間隔を100mとした。

図2は以上の方法により得られた結果である。SEASAT-1は軌道傾斜角 108° なので南緯 72° までの氷床地形図しか得られない。なお GEM10Bモデルによるジオイド高補正を行ない、SEASAT準拠楕円体上の高度分布にしてある。

得られた氷床地形の絶対精度を評価する為には、地上測量データとの比較が必要である。図2の領域においては、JARE及びANAREのトランスバース測量データ及び人工衛星測位データがあるので等高線500m間隔毎のレーダー高度データと地上データの差を見積もることにより、誤差の評価と、図2の修正から最適氷床地形を求めたい。

図1 軌道番号492下の氷床高度の変化

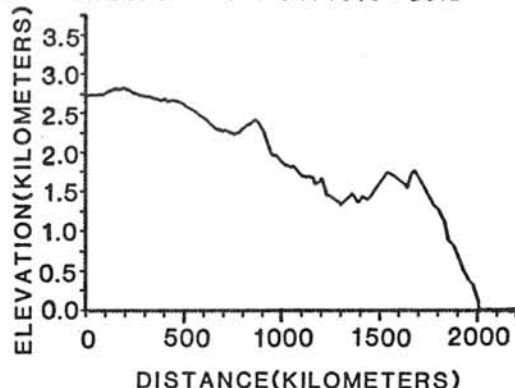
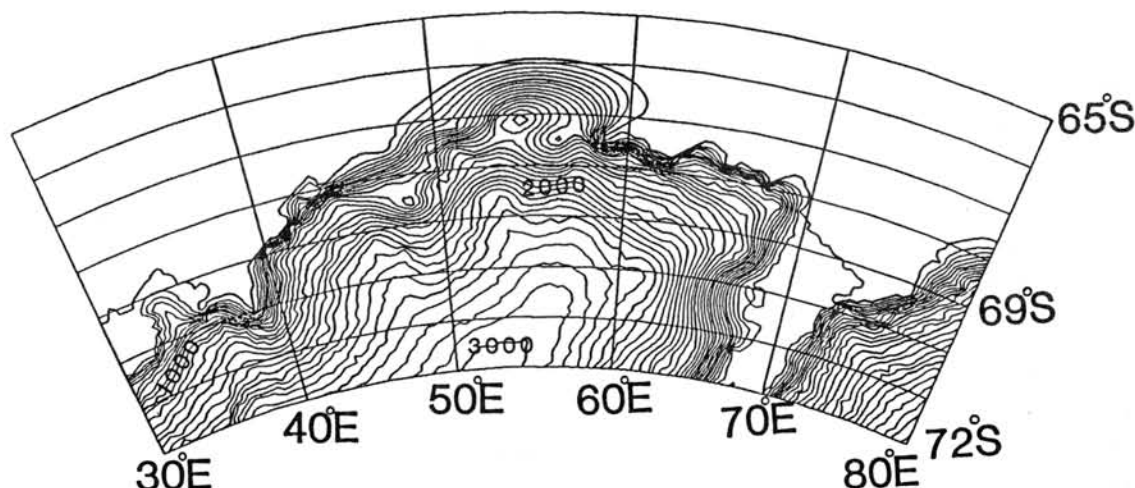


図2 昭和基地周辺の氷床地形図
(コンター間隔は100m)



北沢幸人（茨城大学・理） 渋谷和雄（極地研）

1) 目的

広報層を用いたポイントポジショニング法で位置決定を行うに際して5 m以内の測位精度を欲するならば40～50程の観測パスが必要であり、そのためには日本付近では約5日間、極地域でも2日間程度の観測日数が必要である。精密層を用いた場合、アメリカ合衆国国防省地図局（DMA）で軌道計算がなされる衛星のパスが20程含まれていれば2 m程度の測位精度が期待できるが、それには約1週間の観測が必要である。

自然条件が厳しい南極では、測地測量や氷床・氷河の流量測定などの野外観測作業における時間的制約は極めて大きな問題である。そこでNNS衛星を用いた位置決定が、より短い観測期間で上記の精度を達成し得るようになれば、それは即ち南極観測に有益なものとなるであろう。

この『位置決定効率の向上』ということを実現するためにはトランスローケーション法が有効であると考えられる。そこで本土内の位置が既知の点で受信観測を実施し、トランスローケーション法を用いることによって位置決定効率を高めることが可能か否かを検討することが本研究の主目的である。

なお、広報層によるポイントポジショニングに際して、より良好な解を得ることを目的とするパラメーターテストを同時に実施する。

2) 観測点

観測点は、筑波（TSK）、堂平（DDR）、国立極地研究所（NIPR）の3点である（図1）。観測期間は、筑波においては1984年5月20日から同年5月26日までの7日間、堂平においては5月21日から23日までの3日間、極地研では5月19日から5月26日までの8日間である。

使用受信器は全てJMR社製であり、筑波のみがJMR-1Aで、他の点ではJMR-1を用いている。

なお、観測点では受信と同時に温度、湿度、及び気圧の測定を行っており、位置計算の際の補正計算に使用している。

位置計算に使用したプログラムは、JMR社製SP-2G（ポイントポジショニング用）及びGP-1S（トランスローケーション用）である。プログラムの詳細については、BRUNELL, et al. (1982) 及び小牧（1981）を参照されたい。

3) 解析法と結果の一部

●パラメーターテストは解に対する影響が大であると考えられる4つに関して行った（表1）。HOR, ELVMIN, IJMFRについては解の収束状況を判定基準とし、NLINについて後述する基準位置との比較から判定を下した。その結果、NLIN=6, HOR=7.5, ELVMIN=15.0, IJMFR=2, という値が適することが確認された。

●ポイントポジショニング及びトランスローケーションの精度については、小牧（1983）による筑波と堂平での精密層による測位結果を基準位置とし、これとの比較によって評価を行なうが、そのためには広報層による位置をNWL-10D系からNWL-9D系へ変換する必要がある。今回、ANDERLE（1976）とLEROY（1982）による変換式を用いて比較をした。表2-Aにポイントポジショニングの結果を示し、表2-Bに小牧（1983）からのズレの大きさを示す。

●筑波を固定点としてトランスローケーション法を用いて堂平の位置をもとめ、更に LEROY（1982）の変換を施した結果の小牧（1983）からのズレを表3に示す。また、軌道補正量の誤差を表4に示す。

軌道補正量の誤差の大きいものを取り除くと、かなりの精度が期待できる。

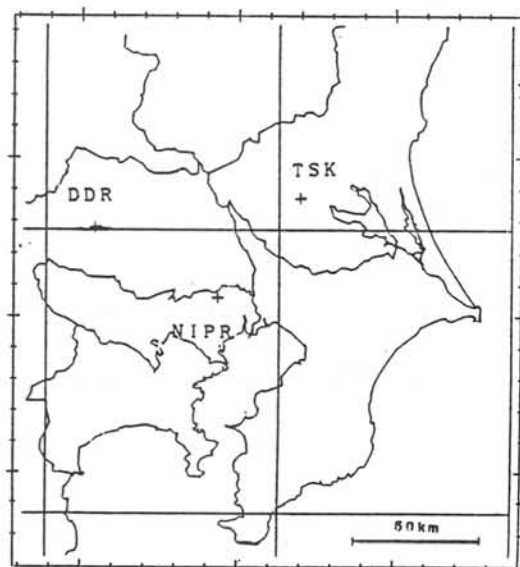


図1：観測点位置（日本本土東平野内）

!NLIN 1 1 2 3 6 13 26
 !HOR 7.5 15.0
 !ELVMIN 15.0 20.0
 !IJMFR 2 4

!NLIN 2分間をNLINずつに分けて積算。
 !HOR 1つのパスのうち高度がHORより低い部分を削除。
 !ELVMIN 最大高度がELVMINより低いパスを削除。
 !IJMFR 使用するタイムフレームを決める。
 2:クロスオーバー点での衛星のタイムフレーム使用。
 4:クロスオーバー点での受信器のタイムフレーム使用。

表1: テストしたパラメーターと代入した値

* 筑波

層ないし変換法	ψ (36° 6')	λ (140° 5')	高度	パス
小 牧	20°.278	14s.417	59.53m	
広報層	20°.352	14s.475	59.66m	71
アンダー変換	20°.352	14s.216	64.94m	71
ルロイ変換	20°.284	14s.475	59.53m	71
精密層	20°.361	14s.475	58.99m	33

* 筑波

層ないし変換法	$\Delta\psi$ (°)	$\Delta\lambda$ (°)	Δh (m)	Δd (m)
広報層	-0.074	-0.058	-0.13	2.71
アンダー変換	-0.074	0.201	5.39	7.72
ルロイ変換	-0.006	-0.058	0.00	1.46
精密層	-0.083	-0.058	-0.54	3.00

* 堂平

層ないし変換法	ψ (36° 0')	λ (139° 11')	高度	パス
小 牧	27°.117	26s.599	892.30m	
広報層	26°.938	26s.568	891.68m	20
アンダー変換	26°.938	26s.308	896.97m	20
ルロイ変換	26°.869	26s.568	891.55m	20
精密層	27°.232	26s.599	891.91m	8

* 堂平

層ないし変換法	$\Delta\psi$ (°)	$\Delta\lambda$ (°)	Δh (m)	Δd (m)
広報層	0.179	0.031	0.62	5.61
アンダー変換	0.179	0.291	-4.67	10.26
ルロイ変換	0.248	0.031	0.75	7.72
精密層	-0.113	0.000	0.39	3.51

表2-A: ポイントポジショニングによってもとめられた筑波及び堂平の位置。

表2-B: 小牧(1983)による位置との差

$$(\Delta d = \sqrt{(\Delta\psi)^2 + (\Delta\lambda)^2 + (\Delta h)^2} : \text{単位はm})$$

パス数	使用衛星	$\Delta\psi$ (°)	$\Delta\lambda$ (°)	Δh (m)	Δd (m)
13	全 部	0.008	-0.035	1.30	1.59
12	30190以外	0.020	-0.042	1.12	1.66
11	30110以外	0.001	-0.039	1.86	2.10
11	30480以外	0.035	0.043	-1.40	2.07
10	30130以外	0.003	-0.011	2.18	2.20
9	30200以外	-0.015	-0.116	2.90	4.13
4	30130のみ	0.053	0.060	-2.47	3.32
4	30200のみ	0.038	-0.008	-1.03	1.57
4	30480のみ	0.086	0.022	19.16	19.35
2	30110のみ	0.055	0.055	-1.51	2.66
7	200, 190				
	& 110	0.021	0.027	-0.39	1.01
5	200&190	0.011	0.031	0.00	0.85

表3: 小牧(1983)による堂平の位置と筑波を固定点としてトランス

ローケイションでもとめた堂平の位置との差。

$$(\Delta d = \sqrt{(\Delta\psi)^2 + (\Delta\lambda)^2 + (\Delta h)^2} : \text{単位はm})$$

衛星番号	RADIAL	ALONG T.	CROSS T.
30480	2.50	12.90	22.31
30200	0.99	1.71	4.30
30190	----	-----	-----
30130	1.30	7.79	7.02
30110	0.76	2.32	7.95

表4: 軌道補正量の誤差(単位:m) (T. = TRACK)

シンポジウムプロシーディングスの発行について

例年と同様に当シンポジウムのプロシーディングスを発行しますので、下記により論文の投稿をお願いします。

記

1. 投稿締切日 : 昭和 61 年 1 月 31 日 (金)

2. 投稿要領

フルペーパーは、原則として図・表合わせて 10 枚以内、原稿はタイプ用紙ダブルスペースで 15 枚以内とし下記の投稿予定申込書に所定事項を記入の上提出して下さい。なお、投稿の際は当研究所投稿規定 (Memoirs of National Institute of Polar Research) によって下さい。

3. その他

当プロシーディングス以外にフルペーパーで投稿等予定がある場合は、アブストラクトのみ提出して下さい。

なお、アブストラクトの出版については、別途編集委員会等で検討され、決定されます。

4. 投稿先 : 〒173 東京都板橋区加賀 1-9-10

国立極地研究所編集委員会

----- 切取り線 -----

予 定 論 文 題 目	
著 者 (所 属)	
共 著 者 (所 属)	
連 絡 先	

